



Relations architecturales, faciologiques et diagénétiques des carbonates bioclastiques du bassin miocène rhodano-provençal (SE France)

Pierre-Yves Descote

► To cite this version:

Pierre-Yves Descote. Relations architecturales, faciologiques et diagénétiques des carbonates bioclastiques du bassin miocène rhodano-provençal (SE France). Stratigraphie. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2010. Français. NNT : 2010ENMP0016 . pastel-00563849

HAL Id: pastel-00563849

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00563849>

Submitted on 7 Feb 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

École doctorale n° 398 : Géosciences et Ressources Naturelles

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité “ Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires ”

présentée et soutenue publiquement par

Pierre-Yves DESCOTE

le 2 juillet 2010

**Relations architecturales, faciologiques et diagénétiques
des carbonates bioclastiques du bassin miocène rhodano-provençal
(SE France).**

Directeurs de thèse : **Jean-Yves REYNAUD et Olivier PARIZE**

Jury

M. Christian GORINI, Professeur, UPMC, ISTeP - CNRS UMR 7193

Mme Emmanuelle VENNIN, Professeur, Université de Bourgogne, UMR5561

Mme Isabelle COJAN, Directrice de Recherche, MINES ParisTech, Centre de Géosciences

M. Olivier PARIZE, Ingénieur Expert, AREVA

M. Jean-Yves REYNAUD, **Maître de Conférences**, Museum National d'Histoire Naturelle

Mme Bernadette TESSIER, Directrice de Recherche CNRS, Université de Caen, UMR 6143

Rapporteur

Rapporteur

Examinatrice

Examineur

Examineur

Examinatrice

**T
H
È
S
E**

MINES ParisTech

Centre de Géosciences

35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex

– REMERCIEMENTS –

Je remercie chaleureusement Jean-Yves Reynaud (MNHN) de m'avoir permis de mener à bien mon projet de thèse, notamment les parties de réflexion et de rédaction, d'avoir été patient et surtout, d'accepter de reprendre en charge le travail initialement proposé par Olivier Parize. Je remercie également Olivier Parize (AREVA NC) pour avoir été à l'origine de ce travail de recherche passionnant et de s'être investi énormément avec moi pour l'ensemble du travail de terrain ; de m'avoir enseigné la rigueur des analyses et du travail de terrain, l'organisation de missions, la gastronomie et l'œnologie.

Je tiens ensuite à exprimer mes remerciements aux membres du jury, qui ont accepté d'évaluer mon travail de thèse, et d'avoir participé activement à ma soutenance orale. Je remercie Christian GORINI de l'UPMC et Emmanuelle VENNIN, Université de Bourgogne, les rapporteurs de cette thèse et Bernadette TESSIER, CNRS Université de Caen (Examinatrice), qui m'ont permis d'avancer suite à des remarques constructives dans les rapports et lors de la soutenance orale. Je remercie Isabelle COJAN, MINES ParisTech, d'avoir accepté d'être présidente du jury (Examinatrice), et enfin, Jean-Yves REYNAUD, MNHN et Olivier PARIZE, AREVA (Examinateur), mes directeurs de thèse et examinateurs.

Merci à Médard Thiry Responsable Formation Doctorale DYRE de m'avoir accueilli au sein de l'Ecole des Mines de Paris Fontainebleau et Isabelle Cojan responsable de l'Equipe Géologie, pour leur participation et discussions ainsi que leur patience pour l'ensemble de ce projet. De même, je remercie Damien Goetz (Directeur de Géosciences) de m'avoir accueilli au sein des laboratoires de l'ENSMP de Fontainebleau.

Un grand merci à Noël James et Bob Dalrymple (Queen's University, Kingstone, Canada) d'avoir accepté de me consacrer de leur temps sur le terrain et de m'avoir prodigué de nombreux conseils quant à l'organisation des données de terrain et sur différentes réflexions concernant l'organisation des successions de remplissage de Vallées Incisées de Saumane-Venasque.

Je remercie également Catherine Javaux (Total), Rémi Eschard (IFP) et Médard Thiry (Ecole des Mines de Paris), pour leur accord concernant la réalisation d'un grand nombre de lames minces indispensables dans le cadre de ce travail ; Flavien Waucher, André Raulo et Cyril Leipp pour leurs réalisations, en plus d'astuces indispensables pour la vie du thésard.

Je remercie également David Besson pour les discussions qui m'ont permis d'éclaircir certaines questions « existentielles » et pour l'ensemble de ses différents travaux de recherche qui m'ont permis d'avancer, ainsi que Jean-Loup Rubino (Centre Scientifique et Technique, Total SA, Pau) pour ses suggestions et remarques constructives.

Merci à Benoît Vincent et Youri Amon (IFP) pour leur aimable participation sur l'interprétation des lames minces d'un point de vue diagénétique et leur temps passé à m'enseigner les techniques de cathodoluminescence.

Merci à Bernard Beaudoin (ENSMP) pour sa confiance et pour m'avoir permis de réaliser une thèse de géologie de terrain à la suite de mon Master 2 ainsi que François Baudin (UPMC), pour m'avoir accompagné à la fin du Master 2, pour démarrer cette thèse et avoir suivi l'évolution de mes travaux au cours de différentes étapes.

Je souhaite également remercier Roland Wernli (Univ. Genève) pour la véritable formation qu'il m'a apportée sur les Foraminifères, mais aussi pour le temps passé à analyser de nombreux échantillons. Merci à Laurent Londeix (Univ. Bordeaux 1) pour son temps consacré à l'analyse de résidus palynologiques et de dinokystes.

Merci à toutes les personnes, gérants et exploitants des carrières et entreprises, qui ont accepté de me recevoir au cours de mes différentes missions pour travailler dans leur propriété ou parfois pour un hébergement.

D'autre part, merci également à Sylvie Boj, Dominique Vassiliadis et Catherine Le Caer pour leur gentillesse, leur soutien permanent, et leurs conseils toujours éclairés. Merci à Philippe Le Caer, pour son aide, son soutien de tous les instants et sa disponibilité.

Merci aux Z'amis du labo ; Anne-Edwige, Rose, Julien, Edwige, Marie, Claire, Caroline, Christine, Cédric, Olivier, William, Aurélie, Sunseare, Rosalie, François, Hugo, Nghia avec qui j'ai partagé une salle, un café, un repas, un billard, un poker, ainsi qu'une amitié profonde et solide pendant ces années ! Et merci à Antonio, Rodrigo, Danitza et Christian, Paola et Nicolas, pour leur rencontre bien heureuse et tout ce qui s'en suit ... Et un grand merci aux Arrassois pour leurs accueils chaleureux, notamment l'Abeja Vicente.

Merci aux @ ... - Simon, Sylvain, Antoine, Clément, Thomas, Pierre, - Lyon.fr pour leur soutien, encouragements, disponibilité, conseils, et attitudes positives, qui ont été indispensables pour attaquer ces années, ainsi qu'à Gueorgui, Khalid et Francky. Un grand merci à Cédric Taillandier, de m'avoir très souvent indiqué le bon chemin et avoir accepté d'être le témoin de mon mariage. Et enfin merci à Simon, copain / colloc / conseiller de tous les jours, renforcés par des moments difficiles et à qui je souhaite de « bonnes nuits »... ainsi qu'à mes collocs de choc, Virginie, Maggy, Ben.

Je n'oublie pas mon équipe de Rugby pour ces bons moments de défoulement / détente / décompression durant les entraînements, matchs, tournois et autres 3èmes ½ temps... et merci à Serge dit « le killer », qui m'a entraîné, moi et mes chaussures de course, sur bien des sentiers de cette fabuleuse forêt de Fontainebleau et m'a aidé à maintenir également un équilibre sportif.

A mes parents et ma sœur, merci de m'avoir permis de faire des études aussi longues et de m'avoir soutenu tout au long de mon parcours scientifique. Merci à toute ma famille et à mes amis d'avoir accepté de remettre à « plus tard » de nombreuses sorties et autres activités trop « chronophages ».

Merci à Maria Angélica, mon épouse. Ce travail lui doit beaucoup... Qu'il soit pour elle le témoignage de mon infinie reconnaissance pour ces années de compréhension, de privations et d'efforts communs. Je dédie ce mémoire à nos deux enfants Rafaël et Pablo qui m'ont toujours donné l'espoir pour aller de l'avant et maintenir le cap, malgré quelques nuits blanches et sueurs froides.

- RESUME -

Le Miocène du Bassin Molassique Rhodano Provençal (BMRP), à l'extrémité occidentale du bassin molassique périalpin, est un des principaux sites d'étude des carbonates clastiques de type "foramol" des zones de moyennes latitudes. Il s'agit d'un réseau de vallées incisées créées pendant les bas niveaux marins et comblées pendant les transgressions eustatiques. Le travail de terrain a été focalisé sur quatre séquences de comblement d'ordre 3 de ces vallées dans le secteur de Vénasque – Septentrional (Aquitaniens - S0, Burdigalien inf et sup - S1, Langhien Basal - S2) et dans le secteur de Martigues - Méridional (Aquitaniens – S0, Tortonien S7). L'objectif était d'étudier les relations entre architecture 3D des corps bioclastiques, leur environnement de dépôt, leurs constituants et leur diagenèse.

Les corps bioclastiques sont caractérisés par une forte hétérogénéité interne, résultant de la juxtaposition et de la superposition de dunes décimétriques à plurimétriques caractérisées par une signature tidale, flot-dominée, sans indice clair d'émersion. Ces corps sont séparés par des intervalles plus marneux et bioturbés, que l'on interprète comme des cortèges de haut niveau marin, mis en place à la faveur de l'enneigement des interfluviaux des vallées. Les paramètres géométriques des dunes tidales permettent d'estimer la paléobathymétrie de 20 à 35 mètres, et la granulométrie de la fraction quartzeuse indique une vitesse de courant variant de 30 cm/s (jusant) à plus de 100 cm/s (flot).

Ces corps bioclastiques sont constitués de packstones, grainstones et calcarénites à faciès Bryonoderm, Molechfor et Rhodalgai, typiques d'un domaine marin ouvert. Les changements de faciès sont progressifs, verticalement et latéralement et ne suivent pas les découpages stratonomiques, à l'exception des contrastes enregistrés entre les bottomsets et les foresets des grandes dunes. Toutefois, il y a généralement une bonne correspondance entre la paléocéologie d'une part, et les structures physiques d'autre part, suggérant que les zones spécifiques de production et de dépôt peuvent avoir été les mêmes. La texture des biofaciès est influencée par des processus biologiques, physiques et diagénétiques. Les hétérogénéités de constituants dans ces faciès sont responsables d'une cimentation différentielle et d'une porosité variant de 1 à 20 %.

Le grain grossier, les fabriques ouvertes et les cimentations marines précoces dans les assemblages de faciès des grainstones constituant le cœur des grandes dunes tidales confèrent à ces dernières un bon potentiel réservoir.

L'analyse de la diagenèse précoce en cathodoluminescence (CL) a permis de comptabiliser quatre phases majeures de cimentation (phréatique marine précoce, phréatiques météoriques, cimentation phréatique) et des phases de dissolution. La CL a également permis de déterminer les variations du niveau marin relatif et d'identifier des émergences liées à la mise en place de séquences à haute fréquence exprimées dans la stratonomie des cortèges transgressifs d'ordre 3. La cimentation marine précoce a permis une forte aggradation des dépôts et une limitation du remaniement par les courants de marée.

Ces différentes relations ont permis d'établir un schéma de séquences pétrographiques et géométriques à haute fréquence. Le conditionnement géométrique de ces dépôts entre les murs d'une vallée sous-marine fait des vallées du Miocène rhodanien un modèle de réservoir exceptionnel.

- ABSTRACT -

The Miocene of the Rhone-Provence Molassic Basin (BMRP), at the western side of the perialpine molassic basin, is a major site of study of the foramol facies, typical of temperate water carbonate systems. It consists in a network of incised valleys formed during 3rd order eustatic falls and infilled by marine coastal to offshore deposits during subsequent sea-level rises. The field work was focused on four sequences in the north (Saumane-Vénasque : Aquatanian S0, Lower and Upper Burdigalian S1 and Lowermost Langhian S2) and in the south (Aquitanian S0 – Tortonian S7) of the BMRP. It aimed to study the relationships between the 3D architecture of the bioclastic bodies, their depositional setting and their diagenesis.

The transgressive tracts are composed of bioclastic bodies that are characterized by a strong inner 3D heterogeneity resulting from compound crossbeddings formed by flood-dominated subtidal dunes of various shapes and sizes. The transgressive tracts are separated vertically by bioturbated marly intervals that correspond to highstand tracts emplaced during the flooding of the valley interfluvies. The geometric parameters of the reconstructed tidal dunes in the TSTs suggest a water depth of about 20 to 35 m within the transgressed valleys and the size of the siliciclastic grains a current speed ranging from 30 cm/s (ebb) to over 100 cm/s (flood).

The bioclastic bodies are composed of packstones, grainstones and calcarenites typical of the Bryonoderm, Molechfor and Rhodalgal facies, that suggest an offshore setting for the related carbonate factory. The facies changes in space are graded and do not match the stratal boundaries, except for the contrast between bottomsets and foresets of large dunes. However, there is an overall good match between the paleoecologic attributes and the crossbed types, suggesting that the areas of production and deposition could have been close to each other. The facies petrography is controlled by biological, physical and diagenetical processes. The porosity ranges from 1 to 20%, resulting from early dissolution and cementation enhancing the original texture contrasts.

The coarse grain-size, the high initial porosity and the early sparitic cementation of the grainstones, which form the core of the largest dunes, indicate that these bioclastic bodies might have a good reservoir potential.

Analyzing the diagenesis by the mean of cathodoluminescence (CL) allowed identifying four major cementation (early phreatic, meteoric phreatic, phreatic) and dissolution stages. Namely, CL helped to infer emersion stages driven by the highest order sea-level variations that control the valley infilling. The early marine cementation prevented from too much reworking of the deposit by tidal currents and permitted a strong aggradation of the series.

These relationships bring about a petrographic and geometric sketch of the valley fills in which the confinement of the currents in the submarine valleys of the BMRP and their infilling by clastic carbonates determines the location, genesis and preservation of an exceptionally good geological reservoir.

- SOMMAIRE -

- RESUME –	II
- ABSTRACT –.....	III
- SOMMAIRE -	IV
1 INTRODUCTION.....	5
2 REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	7
3 LES CARBONATES DE LA VALLEE DE VENASQUE	36
4 EXPORTATION DU MODELE DANS UNE AUTRE PARTIE DU BMRP.	108
5 CONCLUSION.....	128
- TABLE DES MATIERES –.....	130
- BIBLIOGRAPHIE -	133

1 INTRODUCTION

1.1 PROBLEMATIQUE

Dans le domaine pétrolier, plus de 60% des réserves mondiales d'huile et 40% de celles en gaz sont contenues dans les réservoirs carbonatés (*Schlumberger Market Analysis, 2007*). Dans ce type de réservoir, les problèmes de production sont plus aigus que dans les réservoirs gréseux. En effet la complexité des réseaux poreux due en partie à la nature lithologique des calcaires est accentuée par les phénomènes de diagenèse. Par ailleurs, les progrès réalisés en imagerie sismique a permis de reconnaître l'existence de vallées incisées remplies de corps carbonatés à fort potentiel de réservoir (*Sikkema et al., 2000 ; Posamentier, 2004*). Toutefois, l'architecture complexe de ces corps pose des problèmes importants lors de la production des hydrocarbures, de nombreuses barrières de perméabilité étant révélées en forage à l'échelle des séquences et des faciès. Il est alors nécessaire d'utiliser des analogues accessibles à l'affleurement pour produire un modèle de faciès qui servira de modèle de référence lors de l'exploration de champs pétroliers.

Cette thèse vise à comprendre les relations entre l'architecture, les biofaciès et la diagenèse dans un comblement marin de vallée incisée en domaine de plate-forme. Ces différentes relations permettront d'établir une modélisation du type de réservoir correspondant.

1.2 CHANTIER ETUDIE

Le chantier d'étude est le Bassin Miocène Rhodano-Provençal (BMRP), correspondant à l'extrémité orientale du bassin molassique périalpin, entre Vienne et Marseille. Un trait majeur de la stratigraphie du BMRP est sa conformation en réseaux de vallées incisées pendant les

bas niveaux et comblées pendant les transgressions eustatiques (*Besson, 2005*). Les cortèges transgressifs, essentiellement bioclastiques, sont liés à la dynamique tidale, qui permet des accumulations hectométriques de calcaire bioclastique (*Lesueur et al., 1990*). Nombre d'affleurements dans la partie sud du BMRP (Orange, Carpentras, Avignon et Marseille) offrent l'opportunité de pouvoir cartographier l'architecture en 3D et l'évolution amont-aval de plusieurs de ces cortèges bioclastiques (*Besson, 2005*).

La quasi-totalité des carbonates du BMRP sont dans le faciès Foramol, c'est-à-dire typique des mers froides à tempérées (*Lees et al., 1972*). Ils sont produits par des « usines à carbonates » installées dans divers secteurs de la plate-forme et produisant essentiellement des bioclastes transportés par les courants.

Deux questions principales sont donc formulées au début de ce travail : (i) en quoi le fait qu'il s'agisse de carbonates bioclastiques affecte-t-il le modèle de remplissage des vallées incisées ? (ii) quelle est la relation entre producteurs, dynamique sédimentaire, diagenèse d'une part et variations du niveau marin d'autre part. Le remplissage de ces vallées étant polyséquentiel, le modèle de réservoir est encore compliqué par les interactions entre la diagenèse (cimentation, dissolution des carbonates) et les changements de dynamique sédimentaire imposés par les variations du niveau marin.

1.3 TRAVAIL REALISE

L'objectif étant d'établir une typologie des faciès et des architectures carbonatées aux différentes échelles de réservoirs, l'étude visait à associer pétrographie et sédimentologie de terrain. Parmi l'ensemble des sites où des séquences du

BMRP affleurent, deux ont été choisis pour une étude de détail, dans le secteur de Vénasque et de Martigues.

Le travail de terrain a été focalisé sur l'étude des cortèges transgressifs bioclastiques. Du point de vue de la méthodologie, pour l'étude des faciès et des corps sédimentaires, on a travaillé à toutes les échelles, de la plus grande à la plus petite, à travers les relations entre : (i) les corps sédimentaires et leur position dans la séquence ; (ii) faciès et corps sédimentaires; (iii) constituants et faciès.

Un effort particulier a été fourni pour la caractérisation géométrique des dépôts, à partir de la cartographie multi-échelles de panneaux de falaises intégrés en 3D. Chaque panneau a été loggé et échantillonné à intervalles serrés, avec des

zooms sur certaines successions ou transitions de faciès autour des surfaces-clés de la stratigraphie séquentielle.

L'étude faciologique a été focalisée sur une analyse pétrographique des échantillons prélevés en falaise, incluant une approche sur les microstructures, les constituants (paléoécologie), la taphonomie, et la diagenèse, notamment grâce au diagnostic de la cathodoluminescence (CL), qui a permis d'étudier les variations de cimentations, de porosité initiale et de porosité secondaire.

Ce mémoire rassemble ces analyses et se veut une base de données utilisables pour réaliser ensuite la caractérisation pétrophysique et géométrique des équivalents réservoirs de ces corps bioclastiques.

2 REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

2.1 SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE DES CARBONATES D'EAUX FROIDES

La distribution mondiale des plates-formes carbonatées s'effectue en fonction des ceintures climatiques. On distingue ainsi :

- les carbonates d'eau froide et tempérée, représentés par de nombreux producteurs principalement hétérotrophes ;
- les carbonates d'eau chaude qui se situent dans les zones tropicales et intertropicales, caractérisés par une production calcaire d'algues vertes et de coraux hermatypiques.

Grossièrement, la limite entre ces deux associations majeures est fixée aux alentours de 30° de latitude. Cependant, il a pu être remarqué qu'au niveau de latitudes inférieures à 30°, on peut trouver des carbonates d'eau tempérée. Il y a donc en plus du facteur de la latitude, d'autres facteurs qui co-déterminent la nature « climatique » des carbonates dans le monde. Nous n'examinerons ici que le cas des carbonates d'eau «froide» (incluant en fait les eaux tempérées), car ce sont les seuls représentés dans le BMRP.

2.1.1 PETROGRAPHIE

2.1.1.1 GRAINS

Sept principaux taxons sont présents dans les grains squelettiques (Figure 2-3)

figurés dans les carbonates d'eaux froides (*Lagaadji et al., 1965 ; Schopf, 1969 ; Cuffey et al., 1970, Nelson et al., 1982*). On distingue :

Les Bryozoaires sont les principaux contributeurs des carbonates du BMRP, dont des représentants actuels nous permettent de proposer des analogues paléoenvironnementaux (Figure 2-1). L'architecture des zooécies permet de distinguer les deux ordres dominant depuis le Crétacé. Les Cheilostomata avec des zoécies s'enroulant avec une ouverture subterminale et un opercule et les Cyclostomata avec des zoécies tubulaires ayant un orifice circulaire sans opercule (Figure 2-2). Les formes de croissance des Bryozoaires peuvent être considérées comme des décrypteurs de faciès (*Moissette, 1989*). Cela reflète leurs habitats, les types de substrats, la force de courants et les taux de sédimentation (*Schopf, 1969 ; Cuffey et al., 1970*).

De manière générale, les Bryozoaires se retrouvent assez fréquemment en encroûtement autour des Algues rouges. La plupart des Bryozoaires sont bien préservés en raison de la nature minéralogique calcitique initiale (*James et al., 1989*). Cependant, les Cheilostomata branchus robustes et fenestrés le sont partiellement car ils sont principalement aragonitiques et sont donc mal préservés.

Formes de croissances zoariales			Conditions environnementales préférées									
Formes		Cheilostomes / Cyclostomes	Substratum			Energie de l'eau			Sédimentation			Profondeur
			Dur	Particule	Flexible	Faible	Modérée	Forte	Faible	Modérée	Forte	0 10 30 100m
Encroûtantes	Uni laminées	Membraniporiforme	■		—	—	■	■	■			■ ■
	Multi laminées	Celléporiforme A			■	—	■	■	■			■ ■ ■
Érigés rigides	Foliacés	Eschariforme	■	■		■	■		■			— ■ —
	Branchus robustes	Adéoniforme / Horneriforme	■	—			■		■	—		■ —
	Branchus délicats	Vinculariiforme / Idmidroniforme	■	—		■			■	—		■ ■ ■
Érigés flexibles		Cellariiforme	—	■	—		■	■	—	■	■	■ ■ ■ —

Figure 2-1: Synthèse des conditions environnementales des Bryozoaires en fonction des différentes formes de croissance zoariales des Bryozoaires. On distingue les Bryozoaires encroûtants, érigés rigides et érigés flexibles, associés à des conditions environnementales remarquables (basé sur la classification de James).

Formes de croissances zoariales			Section transversale	Section longitudinale	
Encroûtantes	Uni laminées	Membraniporiforme			
	Multi laminées	Celléporiforme A			
Rigides dressées	Foliacés	Eschariforme			14.2
	Branchus robustes	Adéoniforme			9.1
		Horneriforme (Cyclostome)			
	Branchus délicats	Vinculariiforme			8.1
		Idmidroniforme (Cyclostome)			
Flexibles dressées		Cellariiforme			

Figure 2-2: Terminologie des formes de croissances simplifiées des zoécies pour les Bryozoaires Cheilostomes (zooides avec extrémités sub terminales) et Cyclostomes (zooides avec extrémités terminales). Les sections schématiques sont illustrées de différentes lames minces décrites sur la zone d'étude (basé sur la classification de James).

Les Echinodermes sont également abondants dans les carbonates du BMRP, certains niveaux contenant des spécimens d'oursins et d'étoiles de mer dans un extraordinaire état de préservation (*Villier et al., 2004*). Ils y sont dominés par les Echinides. Leur équivalents modernes sont une composante importante des communautés benthiques, exploitant une très grande variété de niches écologiques (endobenthique, épibenthique vagile ou fixé) et de modes de nutrition (suspensivore, carnivore, détritivore, limivore). Ils occupent une très large gamme d'environnements, depuis le littoral jusqu'aux abysses où ils constituent souvent la majorité de la biomasse. Les radioles produisent des bioclastes plus aisément préservables que les aires ambulacraires. Les fragments d'aire ambulacraire (épitaxie de monocristaux de calcite) sont facilement identifiés au microscope polarisant et produisent un phénomène de «pitting» sous l'effet de la dissolution post-mortem (l'intensité du pitting peut même être utilisée comme un index du transport). Dans les grainstones, le ciment cristallise en continuité optique avec les plaques, facilement identifiable, en formant des ciments syntaxiaux. Ces types de ciments sont particulièrement intéressants lors de l'utilisation de la Cathodoluminescence pour distinguer les différentes phases de cimentations post sédimentation.

Algues rouges : Les Algues rouges carbonatées produisent des thalles ou des pavements de Rhodolithes. Ce sont par endroits, les organismes fournissant les bioclastes les plus productifs des séries du BMRP. Le genre *Lithothamnium* est ici particulièrement bien représenté. Les Algues rouges vivent dans la zone intertidale jusqu'à la limite inférieure de la zone photique, dans des eaux agitées, claires, à salinité normale (*Poignant, 1976*). Le substratum n'intervient pas comme milieu nourricier, mais uniquement comme support mécanique (*Poignant, 1976*). Les lithothamniées sont adaptées aux eaux tempérées à polaires, mais

peuvent se retrouver en zone tropicale, là où les eaux sont plus froides, ou à des profondeurs moyennes, proches de courants froids ascendants (upwelling).

Dans le BMRP, on a également la contribution d'un organisme, intermédiaire entre l'Algue rouge et les Foraminifères : *Koskinobullina socialis* (*Cherchi et al. 1979, 1984*). C'est un colonisateur micro encroûtant. Il possède un test hyalin et vit sur un substrat lithifié. Phototrophe, il ne se développe pas en dessous de 40 m de profondeur et prolifère dans des eaux agitées mais non turbides.

Foraminifères : Les Foraminifères tiennent un rôle déterminant dans la sédimentation carbonatée du BMRP. Plusieurs genres ont été plus précisément utilisés en raison de leur abondance, de leur répartition dans l'espace et de leurs caractéristiques environnementales. L'écologie des Foraminifères et plus particulièrement des grands Foraminifères benthiques, est relativement bien connue pour le Miocène, ce qui représente un outil puissant pour la détermination des différents environnements et microfacies. Les Foraminifères benthiques vivent, soit dans la partie supérieure du sédiment, soit fixés ou adhérents principalement sur divers macrophytes (algues ou phanérogames). Les Foraminifères planctoniques colonisent préférentiellement les zones superficielles les mieux éclairées des océans (épiplancton). Quatre associations de Foraminifères peuvent être principalement distinguées (*Hallock et al., 1986*) : (i) les **Foraminifères planctoniques** caractérisent les dépôts pélagiques, et sont constitués principalement de Foraminifères planctoniques (~60%) et de petits Foraminifères Hyalins (~20%) ; (ii) les **Amphisteginidés et Nummulitidés**, grands Foraminifères benthiques, avec une petite proportion de planctoniques, ont pour biotope la plate-forme externe, mais sont adaptés aux milieux de forte énergie. Du fait de l'épaisseur des tests, les symmigies de cette association peuvent être

transportées sur de longues distances par les courants. Les Nummulitidés sont ici représentés principalement par le genre *Heterostegina* ; (iii) les **Alvéolinidés** correspondent aux Foraminifères de plates-formes interne et se situent dans les chenaux ou dépressions, soumis à des conditions hydrodynamiques modérées ; (iv) enfin, les **Porcelanés**, association qui regroupe presque toutes les espèces de petits Foraminifères présents dans la série (*Milioliina*, *Rotaliina*, *Textulariina*, *Sorotidés*). Le ratio planctoniques/benthiques dans ces associations varie avec le niveau marin.

Mollusques : Epibenthiques ou endobenthiques, ces derniers, pour la plupart sédentaires, sont dominants dans le BMRP (*Rubino et al., 1994 ; Parize et al., 1997*). Les Bivalves sont présents dans pratiquement tous les faciès et semblent donc difficiles à utiliser comme index environnementaux, sauf dans les lumachelles où ils dominent absolument. On observe également : (i) des Scaphopodes (Mollusques marins

fouisseurs), faunes enfouies ou semi-enfouies, zonées de 6 à 1800 m de bathymétrie ; (ii) des Annélides tubicoles libres (classes Polychètes, genre *Ditrupa*), organismes de l'épifaune qui fabriquent des tubes calcaires encroûtants. Leur coquille est composée d'une couche fibreuse radiée externe et d'une couche micritique interne. Ces Annélides vivent préférentiellement dans la zone de balancement des marées. La plupart des coquilles (Bivalves) épifaunales sont calcitiques et sont donc préservées, cependant la plupart des coquilles épifaunales sont aragonitiques et sont donc dissoutes, ne laissant que de la boue (*Ludbrook, 1984*).

Arthropodes : Crustacés, principalement Cirripèdes (balanes), qui forment quelques pourcentages dans les accumulations de tests coquilliers.

Autres taxons : Présence de Brachiopodes en quantités notables. Annélides et coraux ahermatypiques (notamment Porifères) contribuent pour une faible partie à la production carbonatée.

Paléogéographie de production des Taxons	Bathymétrie et hydrodynamique des lieux de vie	Extensions des aires de production et type	Endo /Epi faunes-flores	Type de Substrat	Nature minéralogique
Bryozoaires encroûtants	5 à 20 m hydro forte Infra à Circa littoral	Eaux claires, agités à salinité normale	Epibionte	Dur à flexible	5 - 17 (mol% MgCO ₃)
Bryozoaires rigides dressés	20 à 45 m, hydrodynamique faible à modérée	Eaux claires, agités à salinité normale	Epibionte	Dur et par ex Algues rouges	5 - 17 (mol% MgCO ₃)
Bryozoaires flexibles	5 à 45 m, hydrodynamique modérée	Eaux claires, agités à salinité normale	Epibionte	Particule, sable riche en coquilles	5 - 17 (mol% MgCO ₃)
Bryozoaires délicats branchus	25 à 70 m, hydrodynamique faible	Eaux claires, agités à salinité normale	Epibionte	Dur	5 - 17 (mol% MgCO ₃)
Echinodermes plaques et radioles	supra / infra littoral Milieu marin Ouvert (20 à 30 m)	Sous forme de « Prairie » d'Echinodermes	Epibionte / Endobionte	Fond sablonneux	7 - 17 % Calcite (mol% MgCO ₃)

Paléogéographie de production des Taxons	Bathymétrie et hydrodynamique des lieux de vie	Extensions des aires de production et type	Endo /Epi faunes-flores	Type de Substrat	Nature minéralogique
Algues rouges (général)	Zone supra à infra littorale, vie intertidale, 20 à 100 m	Eaux claires, agités à salinité normale (8 ‰)		support mécanique mais pas milieu nourricier	10-20 % Calcite (mol% MgCO ₃)
Algues rouges Rhodolithes	"++" à 20 m, hydro fort, "-" à 150 m hydro modéré	Eaux claires, agités à salinité normale (8 ‰)		Débris (Coquilliers, Particules, ...)	10-20 % Calcite (mol% MgCO ₃)
Foraminifères Benthiques	Peu profond		Benthiques épibiontes (posé sur le fond)		5-15 (mol% MgCO ₃)
Foraminifères Planctoniques			Epibionte nageurs ou passifs	Flottent, entraînés par les courants.	"5 - 17"
Mollusques (Lamellibranches, Bivalves, Pecten)	Littoral	tempéré	Endobionte (enfoncés dans le sédiment)	fixés sur un substrat	Aragonite / Calcite (5 - 10 %)
Arthropodes (Balanes)				fixés sur un substrat	5 - 10 % Calcite (mol% MgCO ₃)

Figure 2-3: Tableau synthétique illustrant la paléogéographie de production des principaux taxons des associations littorales enregistrées dans le BMRP. Comparaison des caractéristiques environnementales, (Bathymétrie, Hydrodynamique, Aires de production), Endo/Epi biontes, Type de substrat et natures minéralogiques associées aux différents taxons qui seront étudiés par la suite.

Les grains non squelettiques sont composés principalement d'agrégats encroûtants, les rhodolithes et les oncholites.

Calcite et aragonite (CaCO₃ - système rhomboédrique) d'une part et dolomite (Ca Mg(CO₃)₂ - système orthorhombique) d'autre part constituent la majeure partie des grains carbonatés. La teneur en magnésium dans l'eau influence le ratio aragonite/calcite et peut être utilisée pour des reconstitutions paléoenvironnementales et diagénétiques. D'autre-part, il faut prendre en compte qu'à température

ambiante (25°C), l'aragonite ($K_s=10^{-8,22}$) est plus soluble que la calcite ($K_s=10^{-8,35}$).

Dans le cas des productions biogènes, il y a aussi une influence directe du métabolisme des producteurs. Les principaux producteurs à Aragonite (cf. nature minéralogique) sont présentés dans le tableau ci-dessous (Figure 2-4).

On distingue notamment certains types de Bryozoaires (Cheilostomata branchus et fenestra), quelques Foraminifères benthiques, une majorité de mollusques et d'annélides (*Scholle, 1978, modifié*).

TAXON	Aragonite	Calcite (mol% MgCO ₃)	Aragonite et calcite
BRYOZOAIRE	rare	5--17	rare
ECHINODERMES		7--17	
ALGUES CALCAIRES			
rouges		10--20	
FORAMINIFERES			
benthiques	rare	5--15	
planctoniques		5--17	
MOLLUSQUES			
lamellibranches	oui	5--10	oui
gastéropodes	oui	5--10	oui
ptéropodes	oui		
céphalopodes	oui		
ARTHROPODES			
décapodes		7--12	
ostracodes		5--10	
balanes		5--10	
ANNELIDES	oui	5--17	oui

Figure 2-4: Tableau synthétisant les principaux taxons producteurs de Calcite, d'Aragonite et d'Aragonite / Calcite (Scholle, 1978, modifié).

2.1.1.2 MATRICES ET CIMENTS

Les carbonates formant la phase de liaison sont essentiellement la calcite et la dolomite. Ils sont estimés dans les roches en fonction de trois principaux types de cristallinité :

- La **micrite** (< 10 microns), une boue carbonatée qui contient parfois des micros débris d'organismes, des particules argileuses, des oxydes et hydroxydes, des sulfates et des sulfures. La calcite micritique, matricielle, est considérée comme résultant de la précipitation chimique de carbonate ou de la bioérosion d'organismes perforants de l'épifaune.

- La **micro sparite** et la **sparite** forment des structures pétrographiques qui paraissent liées surtout aux transformations précoces ou tardives de la micrite ou des bioclastes (microspar ou pseudospar ; Folk, 1959). En particulier, la calcite spathique ou la sparite, forment un ciment cristallin limpide (>10µm) qui caractérise le remplissage de pores.

Pour des eaux froides, on développe préférentiellement de la calcite faiblement magnésienne et pour des eaux plus chaudes, une calcite plus fortement magnésienne. La minéralogie des échantillons change (Bryozoaires, Mollusques et Foraminifères benthiques, *Wheelely et al., 2008*) dans les principaux types de lithofaciès squelettiques, en fonction des différents secteurs de plate-forme (*Nelson, 1988*).

D'autre part, des périodes à aragonite et calcite magnésienne dominantes (Précambrien sup. et Cambrien, Carbonifère sup à Trias, Jurassique et Crétacé) alternent avec des périodes à calcite dominante (Cambrien à Carbonifère, Jurassique, Crétacé). Ces alternances ont été reliées aux modifications climatiques et aux variations du niveau marin (*Boggs, 2001 et 2006*). Dans la nature actuelle, les carbonates de plates-formes sont riches en aragonite et en calcite magnésienne dans les zones intertropicales, et riches en calcite dans les zones tempérées.

2.1.1.3. NOMENCLATURE PETROGRAPHIQUE

Le levé des coupes lithologiques sur le terrain a été fait en respectant un graphique textural, inspiré du modèle « mudstone, wackestone, packstone, grainstone » (*Dunham, 1962*).

La nature des constituants essentiels de la roche visible sur le terrain varie entre trois ensembles : les bioclastes, les organismes entiers et les éléments détritiques terrigènes. Trois caractéristiques permettent de différencier les faciès riches en bioclastes : la taille des éléments bioclastiques, la nature des éléments bioclastiques et les structures héritées du mode de sédimentation. L'abondance en matrice des éléments bioclastiques des faciès dans lesquels les bioclastes dominent fournit deux subdivisions : celle des faciès dans lesquels les grainstones sont cimentés de sparite et les wackestones à packstones plus fins qui possèdent une matrice boueuse. Les structures sédimentaires dans les faciès où les bioclastes sont dominants sont des laminations liées à l'action du

courant, ainsi que les traces de bioturbation. La porosité ouverte, critère important, peut être quantifiée en lame après une imprégnation dans une résine colorée.

2.1.2 BIOFACIES

2.1.2.1 ASSOCIATIONS HETEROZOAIRE

On distingue cinq types majeurs d'associations de carbonates d'eaux froides et tempérées, regroupés par James (*1997*) sous le terme « Hétérozoan » (Figure 2-5) qu'on traduira ici par «hétérozoaire» (=présence d'animaux hétérotrophes) : Foramol (Rhodalgae, Molechfor), Bryomol et Bryonoderm. Les producteurs de l'association hétérozoaire fabriquent du carbonate depuis les pôles jusque dans les eaux plus profondes des régions tropicales, leur domaine de prédominance en environnement littoral étant les eaux froides à tempérées. Leurs écosystèmes sont indépendants de la lumière mais reflètent des chaînes trophiques développées.

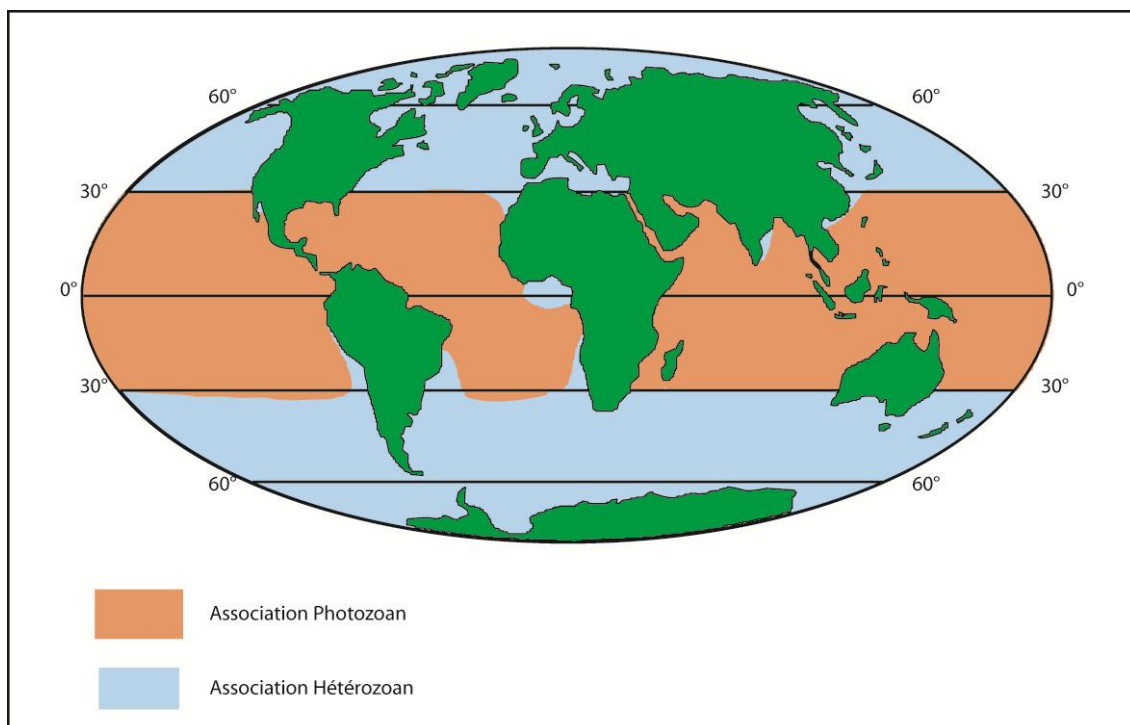


Figure 2-5: Répartition actuelle de la distribution des associations biogéniques Hétérozoan (bleu) et Photozoans (rouge). Le terme Chlorozoan n'étant pas traité au sein de la thèse, il ne sera donc pas développé ici (modifié d'après *James, 2007*)

Biofaciès Foramol. - Ce biofaciès est composé principalement par les Foraminifères benthiques, Mollusques, dans une moindre mesure les Bryozoaires et ensuite des Echinoïdes, Ostracodes, Balanes, Coraux hermatypiques et Algues rouges. Cette association a tendance à être moins utilisée en raison du spectre de composition très large des sédiments carbonatés d'eaux froides non tropicaux (*Henrich et al., 1995a*). De cette association ont été dérivées les associations Rhodalgal et Molechfor.

Biofaciès Rhodalgal (*Carannante et al., 1988*) - Il est dominé par une importante quantité (80 %) d'Algues corallinacées encroûtantes (Rhodophytes), des Bryozoaires et une quantité variable de grands Foraminifères benthiques, d'Echinodermes et de Balanes. Ce faciès est bien développé à la transition entre les carbonates de la zone froide – tempérée (Molechfor) et la zone tropicale (Chlorozoan et Chloralgal). Ce lithofaciès peut se développer dans la zone tropicale, en substitution d'associations à coraux hermatypiques, là où ces dernières sont défavorisées par des anomalies de température et/ou de salinité (*Lees, 1975; Carannante et al. 1988*). Ce lithofaciès se développe dans le secteur central de la plate-forme brésilienne, dans la mer Méditerranée actuelle et miocène (*Carannante et al., 1988; Rubino et al., 1988*). Dans le BMRP, les grains du faciès Rhodalgal ont une granulométrie compatible avec la formation de grandes dunes hydrauliques (*Rubino et al., 1988; Reynaud et al., 2006*).

Biofaciès Molechfor (*Carannante et al., 1988; Brandano, 2001*) - Il est caractérisé par de grandes quantités de Mollusques fragmentés, des Echinoïdes et par des Foraminifères benthiques (principalement les Arénacés). Les Balanes peuvent être des constituants importants, les Serpulides et les Bryozoaires peuvent être présents. Les Algues corallinacées sont généralement absentes. Ce lithofaciès

caractérise les plates-formes carbonatées en milieu d'eaux froides à tempérées, mais ce faciès se développe aussi au niveau de plates-formes tropicales - subtropicales, dans des conditions de circulations d'eau particulières notamment au niveau des upwellings.

Biofaciès Bryomol (*Nelson, 1988; Lamarti et al., 1998*) - Il est caractérisé principalement par des Bryozoaires et des Mollusques Bivalves. Ce faciès est caractéristique des environnements de plates-formes peu profondes et représente un indicateur très sensible aux conditions hydrodynamiques, à la température, la salinité et l'apport en nutriments, comme le montrent plusieurs études d'environnements actuels (*Smith et al., 2003; Halfar et al., 2004*).

Biofaciès Bryonoderm (*Beauchamp, 1994*) - Il comprend une concentration importante en Bryozoaires et en Echinodermes. Les Algues rouges sont présentes mais sont en bien moindre concentration. On y trouve une part importante de grands Foraminifères benthiques. De même que pour le Bryomol, les Bryozoaires se présentent sous diverses formes qui peuvent nous renseigner sur l'environnement au moment du dépôt. Ce lithofaciès est abondant dans le secteur central de la plate-forme brésilienne, dans la Méditerranée actuelle et dans les séquences miocènes étudiées.

Les groupes dominants dans le BMRP étant les suivants : Mollusques, Foraminifères benthiques, Algues coralliaires encroûtantes, Echinoïdes, Balanes, ils forment un assemblage qui peut être considéré comme similaire en composition aux Foramol de *Lees & Buller (1972)* dont les équivalents actuels les plus proches sont les plates-formes ouvertes du Canada (*Nelson et al., 1983*), de Nouvelle-Zélande (*Nelson et al., 1982*), de Mer Méditerranée, d'Ecosse (*Scoffin, 1988*) et d'Irlande (*Sellwood, 1978*).

2.1.2.2 CONTROLES MAJEURS DE LA PRODUCTIVITE

Depuis *Lees et Buller (1972)*, la reconnaissance des associations de carbonates d'eaux froides a été utilisée comme un outil puissant de la reconstruction des paléoenvironnements. Dans les séries miocènes de Nouvelle-Zélande, les dépôts Bryomol ont été utilisés comme des indicateurs de paléo latitudes (*Carannante et al, 1988*).

Toutefois, de nombreux facteurs physiques, chimiques et biologiques affectent la nature et la distribution des carbonates (*Wilson, 1975, Nelson 1988*). Sept facteurs environnementaux contrôlent la nature des associations de grains squelettiques dans les plates-formes carbonatées. La température et la salinité ont été reconnues comme étant les paramètres influençant la distribution des associations hétérozoaires, conduisant à des assemblages tropicaux, tempérés, subpolaires et polaires (*Pomar, 2004*). La présence d'upwellings, la profondeur de la zone photique, la turbidité, la morphologie accidentée et l'hydrodynamisme fort des plates-formes commencent à être également reconnus comme d'autres facteurs favorisant la productivité des carbonates d'eaux froides (*Carannante et al, 1995*).

2.1.2.2.1 Température et salinité

Les simples paramètres de température et de salinité déterminent le seuil de plusieurs communautés biotiques qui vont contribuer à développer différentes associations hétérozoaires. On peut définir une eau froide ou tempérée, comme une eau dont la température est inférieure à 16°C (*Henrich et al, 1992*) pour une salinité de

36‰. D'après (*Lees et Buller, 1972 ; Lees, 1975 ; Nelson, 1988*), il est établi que les différentes associations de carbonates (Figure 2-6) se trouvent dans les conditions suivantes :

- La frontière Foramol / Photozoan semble être principalement déterminée par la température (24°C), cependant la salinité ne peut être négligée sur la limite de frontière entre ces deux associations.

- Le faciès Foramol (Rhodalgal et Molechfor réunis) couvre un très large spectre de températures. Le même faciès sans grains non squelettiques couvre des températures comprises entre 11°C et 25°C, à une salinité allant de 30‰ à 37‰. Ces domaines de température et de salinité correspondent à l'absence de grains non squelettiques au sein de ces lithofaciès mais indiquent des champs de salinité et de température « très » large et donc difficilement exploitables en l'état.

- Les faciès Bryomol (*Nelson, 1988*) sont quant à eux compris dans des températures variant entre 10°C à 22°C pour une salinité aux alentours de 35‰. Ils correspondent donc aussi bien à des carbonates d'eaux froides que tempérées.

- Les grands Foraminifères du faciès Foramol tels qu'Amphistegina, quand ils sont présents, indiqueraient des températures de l'ordre de 14°C.

Un aspect important de la faible température associée à la production du faciès Foramol est le faible potentiel de cimentation du fond de mer, à cause de la forte solubilité du carbonate qui constitue généralement les ciments précoces, et donc le fort potentiel de libération des bioclastes dans le système sédimentaire (*Nelson et al, 2001*).

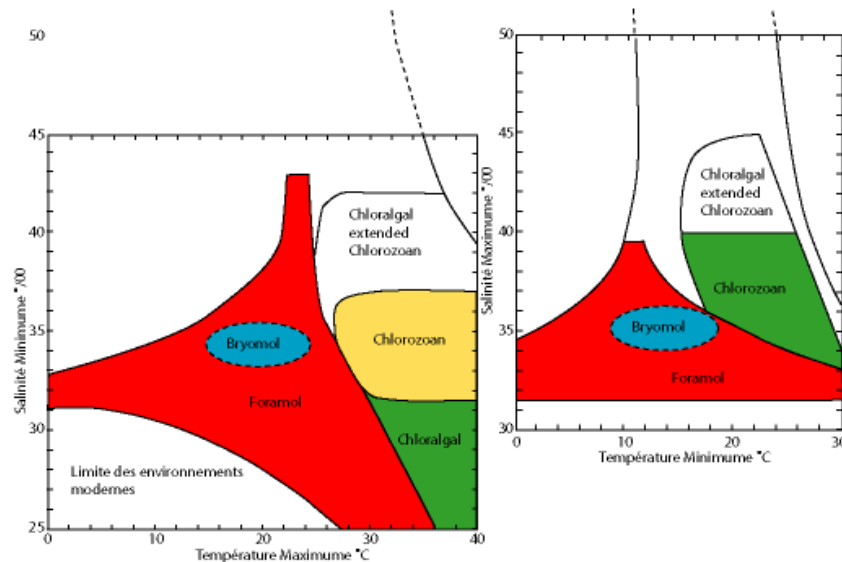


Figure 2-6 a et b : Diagramme illustrant des éléments remaniés du squelette pour des sédiments carbonatés de plates-formes modernes (Lees, 1975). Les associations Foramol indiquent ici des champs de températures et de salinités très étendus, tandis que les associations Bryomol indiquent une salinité normale et des eaux tempérées (Nelson, 1988).

2.1.2.2.2 Profondeur de la zone photique et hydrodynamisme

La zonation photique (Grange *et al*, 1981 ; Grace, 1983) n'est pas déterminante de la production des carbonates d'eau froide puisqu'ils sont liés à des organismes hétérotrophes (sauf les algues rouges), mais elle peut être précisée par certains organismes accessoires (Pomar *et al*, 2002). Les coraux ahermatypiques seront

présents dans la zone euphotique (beaucoup de lumière), tandis que les algues rouges (faciès Rhodalgal) domineront dans la zone oligophotique (un peu de lumière) (Figure 2-7). A contrario, l'absence d'algues rouges dans le faciès Bryomol indiquera la zone aphotique. Cette modulation peut suivre les variations du niveau de la mer et l'enregistrement séquentiel des carbonates d'eau froide (Pomar, 2004).

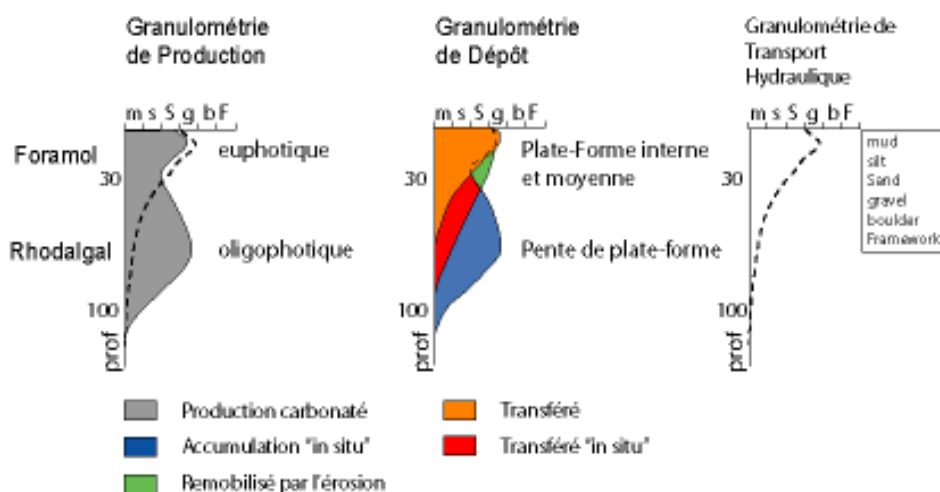


Figure 2-7: Courbe de production et d'accumulation des carbonates (taille des grains) sur un système de plate-forme continentale mésotrophique. Les sédiments produits au niveau des zones de hautes énergies ont été entraînés de par le fond, ou bien remaniés *in situ*, en fonction de la taille des grains (Pomar *et al*, 2004).

Les courants et vagues participent aussi à la diminution de la zone photique par la remise en suspension des sédiments et l'agitation, empêchant la colonisation d'organismes constructeurs tels que les Coraux ou les Algues vertes. L'influence du courant joue sur l'importance de la décharge des particules fines et cela implique une très faible sédimentation de celle-ci au niveau des carbonates d'eau froide et de milieu tempéré.

L'énergie liée aux courants et aux vagues détermine notamment la morphologie des Bryozoaires, qui passent de formes branchues et fenestrées à des formes encroûtantes avec l'augmentation entre 5 et 200 cm/s de la vitesse du courant sur le fond (*Nelson et al., 1988a, Amini et al., 2004*).

2.1.2.2.3 Nutriments

Le lessivage continental et les upwellings ont un impact important sur la disponibilité des nutriments et sur les ressources trophiques, qui contrôlent la biota productrice de carbonates (*Carannante et al., 1995 ; Mutti et al., 2003*).

Les nutriments ont un contrôle important sur le taux de production des carbonates, la bioérosion, la formation et la destruction des plates-formes carbonatées (*Wood et al., 1993*). L'apport des nutriments résulte des flux terrestres des solutés et de matière organique, des transgressions marines ou bien des upwellings (*James et al., 2000*), et développe fortement la croissance organique due à ces conditions environnementales particulières.

- Trophisme

La zone mésotrophique a une importance capitale pour le développement des assemblages oligophotiques. Les associations hétérozoaires (faciès Foramol) caractéristiques des eaux froides sont plus adaptées à l'oligotrophisme (Figure 2-8). Dans les conditions où il y a assez de nutriments, les assemblages hétérozoaires

peuvent dominer partout. Cependant, comme mentionné dans la Figure 2-6, c'est pourtant sur la côte qu'ils se développent (Faciès Molechfor), c'est-à-dire en zone mésotrophique à eutrophique. Cela peut donc dire que les nutriments ne constituent pas le forçage d'ordre 1 dans la localisation du Foramol. A moins que le Foramol ne corresponde pas à une bio- ou thanatocénose mais qu'il ait été transporté. Il est donc à ce titre essentiel d'examiner la taphonomie des faciès étudiés.

- Les matières en suspension (MES) terrigènes

Les MES terrigènes modernes sur la plate-forme, le plus souvent constituées de complexes organo-minéraux, dopent la productivité biologique et permettent une augmentation de la limite photique d'une part. Cependant, ce processus entre en interaction avec la turbidité provoquée par l'apport des MES (*Nelson et al., 1982*). Etant donné que les nutriments ne constituent pas un forçage d'ordre 1, on peut supposer que les MES auront finalement un effet perturbateur.

- La teneur en Ca^{2+} et CO_2 dissous

Dans l'eau de mer, le rapport Mg/Ca et le niveau de pression de CO_2 dissous sont aussi des facteurs importants influençant la précipitation de la calcite, la calcite magnésienne, ou bien l'aragonite et influençant donc le groupe prédominant de la biota formant les carbonates. Les processus globaux, tels que les taux d'accrétion des dorsales océaniques, mais également des facteurs régionaux tels que les flux terrigènes influencent ces paramètres géochimiques, en particulier dans les zones de transition entre les eaux chaudes et froides (*Pomar, 2004*).

- Upwellings

Les nutriments sont également des solutés en charge dans les upwellings. Le Sud de l'Australie varie d'une zone d'upwelling avec un fort apport en nutriments à une zone de downwelling appauvrie en nutriments (*James et al.,*

2001). Dans ce cas, il y a généralement un couplage avec l'effet de la température sur les biofaciès car les upwellings sont des remontées d'eaux froides. *Carannante et al. (1988)* suggèrent qu'un upwelling d'eau froide riche en nutriments, peut être

responsable d'une génération dominée par les Bryozoaires profonds de type tempéré dans un contexte tropical. Les upwellings sont également riches en matière organique recyclée (fèces etc..).

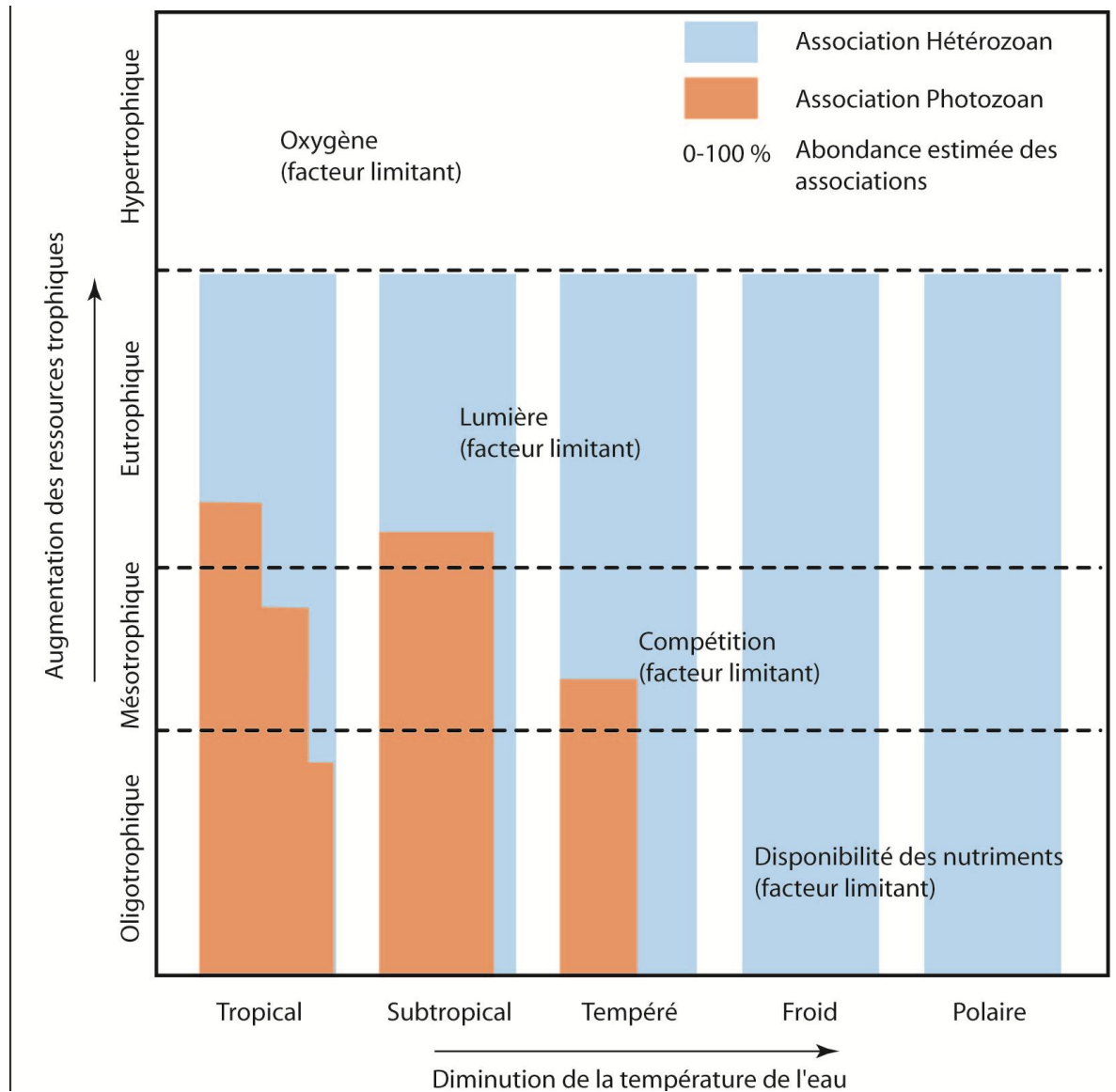


Figure 2-8: Distribution schématique des associations biogéniques Hétérozoan (bleu) et Photozoan (rouge) en fonction de la teneur en nutriments et de la température de l'eau de mer. Là où il y a des nutriments (niveau eutrophique), l'association Hétérozoan peut se développer partout. Cela indique que les nutriments ne constituent pas forcément le forçage d'ordre 1 pour la localisation des associations Hétérozoan (Schéma synthétique repris, d'après *Mutti et Hallock, 2003*).

2.1.2.3 SYNTHÈSE : FACTEURS DETERMINANT LES ASSOCIATIONS HETEROZOAIRE

En résumé, de nombreux facteurs physiques, chimiques et biologiques affectent la nature et la distribution des carbonates bioclastiques (*Wilson, 1975; Nelson, 1988; Pomar, 2004*). Sept facteurs s'avèrent majeurs. **La lumière** contrôle la fourchette de la bathymétrie qui produit les dépôts carbonatés. **La température** détermine précisément le genre des Bryozoaires et des grands Foraminifères tels qu'Amphistegina. **Les niveaux de salinité et d'oxygène** déterminent également le seuil de plusieurs communautés biotiques tel que la limitation de production des Algues vertes et de Coraux en masse au profit d'autres organismes tels que les Algues Rouges, Bryozoaires et Foraminifères (*Lees, 1975*). **Les nutriments en solution** et les ressources trophiques (MES organo-minérales) sont déterminées par le lessivage continental et les upwellings ; ils contrôlent en retour la productivité carbonatée. En particulier, le rapport Mg/Ca et le niveau de pression de CO₂ atmosphérique déterminent le partitionnement entre la précipitation de calcite, calcite magnésienne, ou de l'aragonite, influençant donc l'abondance relative des espèces produisant ces différents carbonates. **La nature des substrats déterminera** le mode de colonisation et l'écologie des associations productrices (notamment épi- vs. endofaune). La production et le piégeage de boue micritique (matricielle) déterminent

en partie l'évolution des substrats et la modification des écosystèmes. A ce titre, notons qu'une importante fraction de la micrite provient de la **bioérosion** par l'épifaune (*Hayward et al., 1986*). **L'énergie hydrodynamique**, dépendant de la localisation et de la morphologie des plates-formes, influence la morphologie des Bryozoaires et des Algues Rouges. D'un point de vue taphonomique, l'énergie augmente proportionnellement au partitionnement des biocénoses, les grains issus d'une même association écologique et d'un même biotope étant transportés et triés dans les courants jusqu'à leur aire d'accumulation et de formation du lithofaciès. Les transports de hautes énergies correspondent (Figure 2-9) à des grains abrasés, cassés, désarticulés et l'absence de perforations. Inversement la présence d'enduits micritiques désignera des grains peu transportés (*Anastas et al., 1998*). Les modalités de production et de sédimentation des associations hétérozoaires seront largement dépendantes de la **morphologie des plates-formes** qui détermine en partie l'accommodation des profils de dépôt et, par conséquent, la géométrie des dépôts et la distribution des faciès. La morphologie a un rôle d'autant plus important sur les plates-formes carbonatées qu'elle détermine l'extension de l'« usine à carbonates » et a donc un impact majeur sur le volume et le type de production carbonatée (*Razin, 2006*). Le confinement morphologique des vallées sous-marines et des rias en fait des pièges pour les sédiments produits sur les plates-formes environnantes (*Parize et al., 2003*).

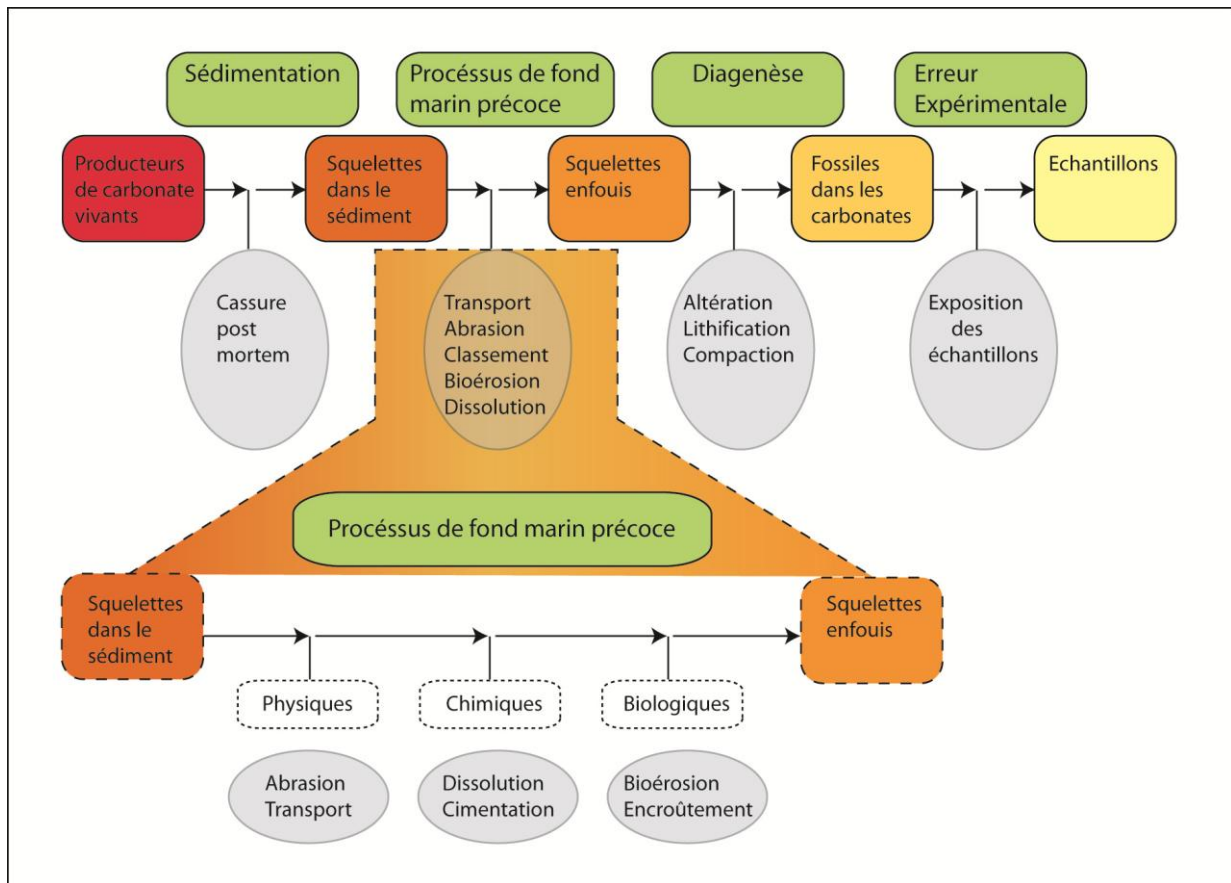


Figure 2-9: Différentes modalités de préservation et de destruction (filtre taphonomique actif) des sédiments de plate-forme carbonatée, ayant un impact majeur direct sur la qualité des échantillons en terme de propriété réservoir (Schéma synthétique modifié, d'après *Smith, 2003*).

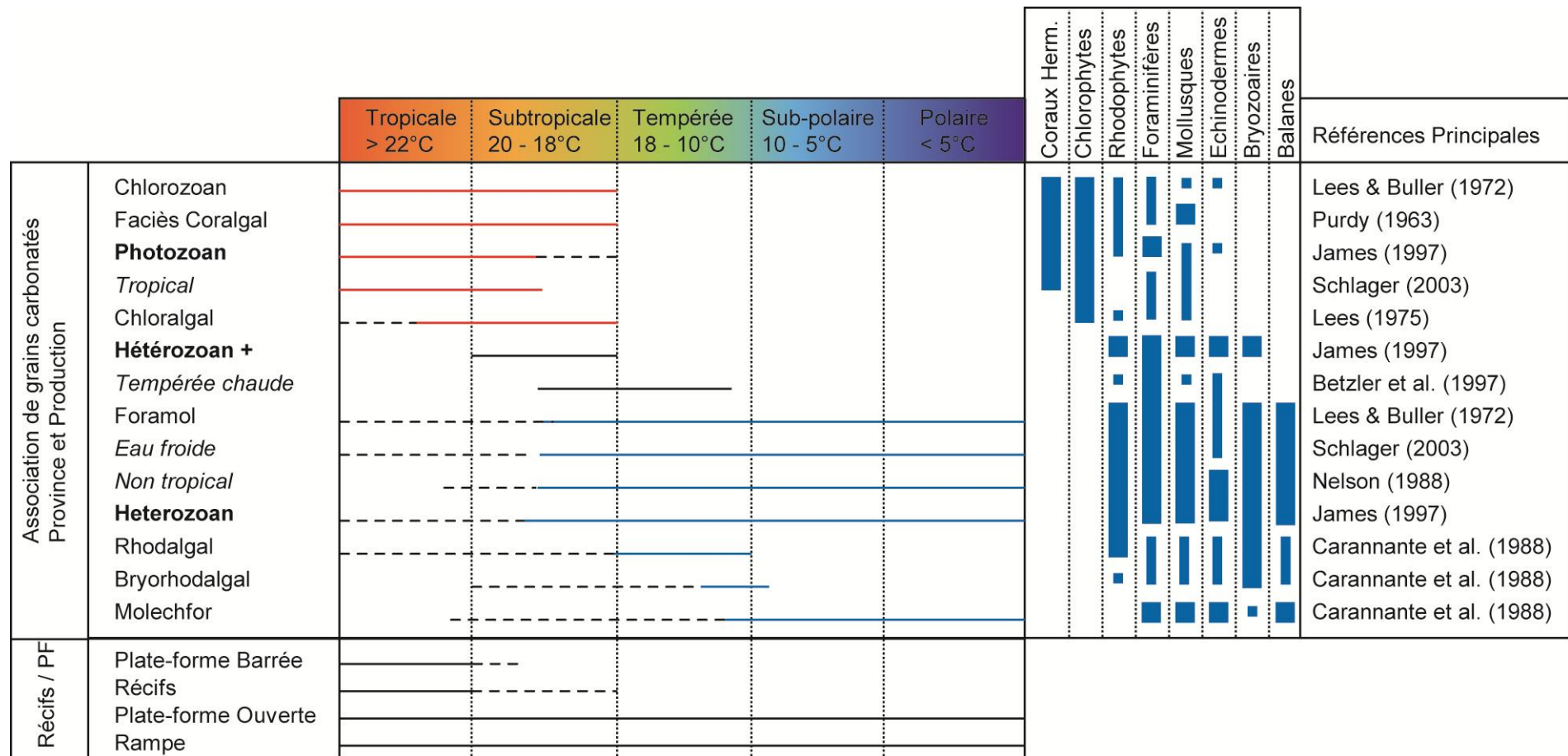


Figure 2-10: Synthèse bibliographique des conditions environnementales et des différentes associations biogéniques propres aux associations de grains carbonatés. On note que le domaine de prédominance des associations Hétérozoan se localise principalement en domaine de plate-forme ouverte et rampe, pour des conditions de température comprise entre 18°C (Tempéré) et 5°C (Polaire). D'autre part la composition biologique est principalement constituée de Rhodophytes, Foraminifères, Mollusques, Echinodermes, Bryozoaires et de Balanes.

2.1.3 ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE

2.1.3.1 MODELES DE FACIES

Le modèle de faciès dominant pour les carbonates bioclastiques est celui de rampes, développé à partir d'exemples méditerranéens (*Pomar, 2001*) et montrant la zonation de faciès Foramol, Molechfor, Rhodalgol et Bryomol. Les Foramols étant en position proximale, puis le faciès Molechfor et Rhodalgol, et enfin le faciès Bryomol en position distale. Certaines variations cependant peuvent être provoquées par des variations au niveau des conditions paléocéanographiques globale, régionale et locale (*Pomar, 2004*). La rampe interne correspond à un environnement de haute énergie soumis à l'action des vagues de beau temps. La rampe médiane, à Algues rouges, Mollusques, et grands Foraminifères, a pour limite supérieure la limite d'action des vagues de beau temps et correspond à l'offshore supérieur (zone oligophotique). La rampe externe a pour limite supérieure l'action des vagues de tempête et correspond à l'offshore inférieur (zone aphotique).

Dans le contexte d'environnements tidaux d'offshore et de confinements morphologiques imposés par les vallées sous-marines du BMRP, ce modèle ne peut pas être appliqué directement. Les mers macrotidales, comme le montre l'exemple de la Manche, sont caractérisées par une dissociation spatiale forte entre les zones de production sédimentaire («bedload parting areas» ; cf. *Stride et al., 1982*) et celles d'accumulation («convergence areas») déterminées par le régime des courants. Un tel dispositif détermine le système sédimentaire en terme de zones d'érosion-transport-dépôt. La spécificité des carbonates est que le fond marin peut produire du sédiment «à l'encontre» de la logique imposée par l'hydrodynamique.

Les grandes accumulations tidales d'offshore sont essentiellement les grandes

barres (ou bancs) de marée allongées parallèlement au grand axe de l'ellipse du courant de marée, ou les champs de dunes hydrauliques, dont les crêtes sont plutôt perpendiculaires au pic de courant. De tels dépôts sont connus dans les séries géologiques, aussi bien dans du matériel silicoclastique que carbonaté. Si la diagenèse est limitée, de tels corps sédimentaires constituent d'excellents réservoirs pétroliers.

Les bancs tidaux, ou accumulations sableuses de hauteur de 15 à 50 mètres, de longueur atteignant 100 kilomètres, caractérisés par un angle nul ou faible entre la direction du pic du courant dominant et celle de leur crête (*Dalrymple, 2006*). Leur modèle d'architecture interne est connu essentiellement par la sismique haute résolution (*Houbolt, 1968 ; Reynaud et al., 1996*). Les grandes dunes tidales (*Ashley, 1990 ; Berné, 1991*) anciennement nommées «sandwaves» (vagues sableuses), ont une architecture complexe étudiée surtout dans les milieux estuariens (*Dalrymple et al., 1995*). Le modèle le plus connu d'architecture des dunes tidales dans l'ancien est celui d'Allen (1980), même si son interprétation est remise en cause (*Dalrymple, 2006*). Actuellement toutes les formes de hauteur supérieure à 6 centimètres sont appelées dunes (*Ashley, 1990*). En fonction de leur amplitude H et de leur longueur d'onde L, sont différenciées des petites, moyennes, grandes et très grandes dunes. Les petites et les moyennes dunes (moins de 1.50 m de hauteur et de 20 m de longueur d'onde) peuvent être aussi qualifiées de mégarides (*Gorsline et al., 1977 ; Stride et al., 1982*).

Les barres et les dunes d'offshore ne sont pas nécessairement des indications de courants de marée. Les critères de reconnaissance du caractère tidal dans ces dépôts d'offshore sont, à l'échelle du faciès (*Visser, 1980, Feniès, 1995, Guy, 1988*) : (i) la bidirectionnalité des courants ; (ii) la cyclicité des faisceaux de lamines (cycles de marées équinoxiales, lunaires, semi-

diurnes) ; (iii) la présence de surfaces de réactivation entre les faisceaux tidaux.

2.1.3.2 DESCRIPTION DES ARCHITECTURES

Les attributs de la description des structures sédimentaires sont l'organisation interne et la géométrie de l'enveloppe des «sets» ou ensembles de lamines qui forment les lits ou les strates. Nous suivons pour cela la méthode définie par *Anastas et al., (1997)* à partir de la description d'un ensemble complexe de dunes fossiles.

Les strates formant le dépôt élémentaire de l'accrétion des corps détritiques peuvent être des sets de lamines «simples» (pas de discontinuités à l'intérieure du set), ou «composés» (à un ordre ou à 2 ordres emboîtés de discontinuités internes). Les discontinuités internes dans ce système sont majoritairement des surfaces basales érosives de migration de rides et de dunes, les plus petits corps se superposant au plus grands.

L'épaisseur des strates (jusqu'à plusieurs mètres) est globalement proportionnelle à celle des plus grandes dunes, avec une modulation exprimée déjà par *Allen et al., (1982)* et qui est l'angle de chevauchement des dunes de même ordre les unes sur les autres. Moins le taux de sédimentation est élevé, moins l'épaisseur du set déposé par une dune est grande.

La forme de la crête des dunes (droite, sinueuse ou 3D) a pour réponse la géométrie en coupe des strates. Les litages

obliques plans ou obliques arqués sont générés par la migration de dunes 2D ou 2D sinueuses. Les litages en auge sont générés par la migration de dunes 3D. Nous suivons en cela l'analyse des relations entre formes de dépôts et stratification de *Rubin et al., (1982)*. La limite entre 2D et 3D se situe autour de 40° de variance dans l'orientation de la face d'avalanche («foreset») d'une dune.

2.1.4 DIAGENESE

2.1.4.1 DIAGENESE PRECOCE ET ENVIRONNEMENTS DIAGENETIQUES

Les rapports entre les phénomènes diagénétiques et le milieu sédimentaire est aussi étroit que celui existant entre le milieu et ses associations écologiques (*Purser, 1972*). En terme de diagenèse, on peut définir trois environnements fondamentaux (Figure 2-11): les milieux infratidal, inter- et supratidal, continental. Les facteurs les plus importants dans la diagenèse synsédimentaire de ces trois milieux sont : (i) la composition de l'eau: eau de mer dans les zones tidales; eau météorique en milieu continental ; (ii) le contact ou non du sédiment directement avec l'air. Ce dernier facteur permet de subdiviser les milieux diagénétiques en deux zones: zone phréatique toujours noyée et zone vadose au-dessus du plan d'eau. Ces deux variables simples sont liées aux trois milieux sédimentaires suivants.

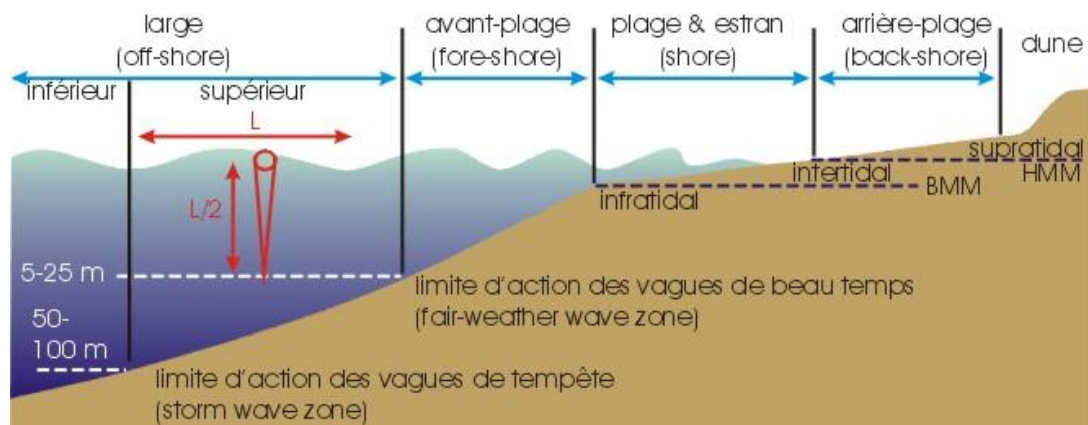


Figure 2-11 (ci-contre): Zonation bathymétrique de la plate-forme continentale. Les vagues et marées déterminent largement les apports et transferts de sédiments dans les zones les moins profondes de la plate-forme continentale et contrôlent ainsi sa morphologie. On utilise une zonation basée sur les limites d'influence des différents processus aboutissant à un modèle ou profil de dépôt, orienté perpendiculairement à la côte et partant de la limite des hautes mers de vives eaux pour aboutir sous la ZAVT. On distingue la zone supratidale, au-dessus du niveau moyen de la marée haute, l'estran (shore) ou zone intertidale, correspondant à la zone de balancement des marées, l'avant-plage (fore-shore) ou zone infratidale, en-dessous du niveau des basses mers. La frontière entre l'avant-plage et le large (offshore) est définie par la limite d'action des vagues de beau temps.

2.1.4.1.1 Milieu infratidal

Ce milieu, par définition, est toujours sous l'eau et le sédiment est en contact soit avec l'eau de mer, soit avec des solutions interstitielles marines de composition variable pouvant entraîner des dissolutions ou des précipitations (Figure 2-11). La transformation de la calcite fortement à faiblement magnésienne est due à un processus diagénétique particulier aux eaux froides.

La dissolution partielle ou complète est active dans certains milieux peu profonds. Les eaux froides et sous-saturées en carbonates favorisent une dissolution sélective des tests et débris bioclastiques : certains éléments cristallins de la structure cellulaire des Mollusques et des Echinodermes sont dissous préférentiellement, ce qui donne un aspect micritisé au grain (*Perry et al., 2006*).

Le phénomène de précipitation sous forme de ciment cristallin est bien établi pour le milieu infratidal mais son importance comme mécanisme de lithification est encore discutée (*Boulvain, 2008*). Les aspects essentiels de cette lithification précoce en milieu sous-marin sont les suivants:

- aragonite ou calcite magnésienne dominantes dans les ciments ;
- surfaces durcies et perforées, parfois superposées;
- ciment surtout micritique;
- ciments répartis d'une façon régulière autour des vides inter- ou intragranulaires.

2.1.4.1.2 Milieux inter- et supratidal

Dans la zone de battement des marées, les facteurs diagénétiques sont voisins de ceux du milieu sous-marin. Néanmoins, l'émersion du littoral implique le contact du sédiment avec l'air et l'existence d'un plan d'eau qui fluctue avec les marées (Figure 2-11). Ces facteurs physiques donnent un caractère particulier à la diagenèse. L'émersion est surtout favorable à la lithification. Il est probable que la précipitation de ciment dans la zone intertidale est plus fréquente et intense que dans les milieux submergés. La calcite précipite préférentiellement dans la zone vadose. Elle se présente sous forme polyédrique et fibreuse.

Le caractère essentiel de ce ciment inter- et supratidal concerne sa répartition à l'échelle du pore. Si le ciment formé en milieu infratidal est réparti d'une façon régulière, celui de la zone intertidale ne l'est généralement pas. Cette disposition irrégulière du ciment dans la zone de battement des marées est liée à la présence de l'air dans ce milieu vadose et, par conséquent, à la répartition irrégulière de l'eau à partir de laquelle précipite le ciment. Ces irrégularités fréquentes se manifestent à plusieurs échelles:

- à petite échelle: quand les pores ne sont pas complètement remplis, l'eau s'accumule aux points de contact entre les particules et le ciment se confine sous forme de ménisque ;
- lorsqu'il s'agit d'un sédiment relativement grossier (sable grossier ou gravier), l'eau tend à s'accumuler non seulement aux points de contact des grains mais aussi sous les surfaces inférieures des particules. Cette asymétrie dans la

cimentation ne se produit pas sous la zone d'interface air / eau. Sous le niveau d'équilibre de l'eau (niveau piézométrique), la cimentation de la calcite forme des bandes de « ceintures » de cristaux qui entourent complètement le grain.

L'épaisseur de la zone vadose dépend très fortement des caractéristiques climatiques, du type de sol et de la topographie, elle est proportionnelle au battement de la nappe phréatique, lui-même influencé par : (i) le battement des marées qui fait varier la pression (échelle de la demi-journée) ; (ii) les variations hygrométriques - l'apport des pluies fait aussi beaucoup bouger le niveau piézométrique ; (iii) les variations du niveau marin relatif à haute fréquence.

2.1.4.1.3 Milieu continental

En milieu continental, les processus diagénétiques affectent particulièrement les sédiments où la plaine côtière est bien développée. On peut considérer que la diagénèse continentale fait partie de la diagénèse précoce, même si elle n'est pas tout-à-fait syn-sédimentaire.

Les processus et les effets de la diagénèse continentale sont bien établis. Les travaux de *Friedman (1964)* démontrent l'instabilité des sédiments carbonatés marins une fois placés sous l'influence des eaux météoriques. La dissolution affecte l'aragonite et la calcite magnésienne. Cette dernière garde généralement sa morphologie même en perdant son magnésium. On assiste donc à la dissolution de particules entières à un degré nettement plus grand que dans les milieux marins. Le phénomène de dissolution s'associe étroitement à la re-précipitation à proximité du carbonate à cause de la saturation très rapide des eaux météoriques. Cette re-précipitation de calcite non magnésienne donne naissance aux cristaux sparitiques, de morphologies variées parmi lesquelles la forme trapue est la plus fréquente.

Outre les phénomènes de dissolution et de re-précipitation en calcite sparitique, le milieu continental vadose est caractérisé par une cimentation irrégulière. Similaire mais plus répandu que dans les milieux littoraux, "le ciment en ménisque" est presque toujours présent.

Les carbonates d'eau froide ont un fort potentiel de diagénèse précoce, ce qui peut sembler paradoxal, étant donné la forte solubilité de la calcite dans l'eau froide. Dans les séries Oligo-Miocènes d'Australie (*Abrakurrie*), des dépôts de Foramol sont demeurés dans un environnement diagénétique météorique, jamais enfouis en dessous de 100 m depuis le Miocène. La diagénèse marine précoce est très efficace pour la cimentation de ces faciès, suggérant que les eaux froides ne sont pas inhibitrices pour les cimentations synsédimentaires (*James, 1997*).

2.1.4.2 LES APPLICATIONS

La nature de la diagénèse précoce, ainsi que sa répartition tant à l'échelle du pore qu'au niveau d'une succession de bancs, permet (i) de relater l'histoire de la cimentation et (ii) constitue un outil important pour les analyses paléogéographiques. L'outil majeur de cette analyse est la cathodoluminescence (*Amieux, 1982, Marshall, 1984*).

La cathodoluminescence (CL) permet de distinguer les différentes phases de ciments sur des lames minces en lumière transmise. La calcite et la dolomie sont aisément différenciables en CL. Deux atomes semblent jouer un rôle prépondérant pour l'intensité de la CL. Le Mn a un effet d'activateur et le Fe un effet d'inhibiteur important. Une faible variation du rapport de Fe/Mn pourra donc induire une différence visible de cathodoluminescence. Le Fe et le Mn se trouvant souvent à l'état d'impuretés dans les carbonates, leur faible mobilité permet de distinguer encore des fantômes de fossiles, clastes ou autres, même dans des roches entièrement recristallisées (*Moore, 1989*).

Dans un aquifère oxydant, l'état d'oxydation du fer et du manganèse empêche leur incorporation dans le réseau de la calcite, donnant naissance à des ciments non luminescents. Par la suite, si un certain confinement de l'aquifère a lieu, l'augmentation du caractère réducteur des fluides provoque la réduction du manganèse qui est alors incorporé dans le réseau des calcites et est responsable de leur luminescence. La zonation de la phase luminescente, est liée aux augmentations et diminutions temporaires de la circulation des fluides dans les cavités. Le fait d'observer en général deux phases de cristaux de tailles nettement différentes plaide également pour une influence météorique.

La diagenèse associée avec de l'eau douce produit des rétro-morphoses d'aragonite vers la calcite, la perte de calcite magnésienne et la dolomitisation. D'autre part, une autre source de ciment que celle de la transformation de l'aragonite en calcite est nécessaire. Les carbonates additionnels proviennent de l'altération et de la dissolution des carbonates adjacents, voire même peuvent provenir de l'amont du bassin à travers des réseaux de karsts. Signalons le rôle important de la transformation aragonite-calcite dans la lithification du sédiment: cette transformation s'accompagne en effet d'une réduction des pores de 7,5% (*Boulvain, 2008*).

2.2 STRATIGRAPHIE DU BASSIN MOLASSIQUE RHODANO PROVENÇAL

2.2.1 HISTORIQUE DES TRAVAUX

Le bassin Miocène de la vallée du Rhône constitue l'extrémité orientale du bassin molassique péri-alpin, qui s'étend entre Vienne et Marseille. Il est limité à l'Ouest par un domaine stable, le Massif Central, et à l'est, par différents segments des chaînes subalpines (Chartreuse, Vercors, Diois, Baronnies...). La complexité du bassin d'avant-pays est le résultat de l'héritage structural et de la paléomorphologie continentale antérieure à la transgression majeure du Burdigalien.

Le remplissage du BMRP (Figure 2-12) s'inscrit dans le grand cycle transgression /régression néogène (*Bartek et al, 1991*). Le premier terme de cette transgression miocène est le plus souvent "le conglomérat grossier à galets surtout siliceux, avec patine verdâtre, fréquent à la base du Burdigalien marin dans toute la vallée du Rhône (qui repose) en discordance et avec des phénomènes de ravinement très nets" sur les terrains antérieurs (*Depéret, 1894*). Du Burdigalien au Tortonien, les dépôts marins sont représentés par des niveaux de molasses, principalement bioclastiques, intercalés de marno-calcaires et de sables (*Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1959*). La base de la molasse burdigalienne est généralement mixte alors que la seconde est systématiquement plus bioclastique (jusqu'à 99 %). Une zonation similaire s'observe du Nord (plus silicoclastique) vers le Sud (plus bioclastique) du BMRP. Ces molasses constituent des marqueurs litho - stratigraphiques (*Depéret, 1892 ; Combaluzier, 1932 ; Gignoux, 1960 ; Rubino et al, 1990*). Le piedmont continental préservé au front de la chaîne (nappe de Digne) dès le Burdigalien terminal prograde tout au long du Miocène vers la Méditerranée (*Clauzon et al., 1987*,

1989 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Besson, 2005), donnant un caractère régressif au premier ordre de la série enregistrée à l'Est du Rhône.

Des travaux ont été menés depuis une quinzaine d'années sur l'analyse des faciès et l'organisation des dépôts miocènes en séquences de faciès (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Rubino *et al.*, 1997 ; Parize *et al.*, 1997). Cette analyse a conduit à abandonner l'ancien modèle du remplissage du BMRP comme celui d'un stratiforme en aggradation passive dans un paysage d'archipel avec des passages latéraux de faciès entre les zones littorales et les sillons entre les îles, au profit d'un modèle de vallées incisées emboîtées ou

déboîtées (thèse de D. Besson). L'idée ancienne des passages latéraux de faciès («l'appel» ou l'épigénie de faciès de Demarcq (1984)) mérite toutefois d'être rappelée. C'est que la nature lithologique du substratum influence directement le faciès des molasses marines qui le recouvrent. Dans le cas d'une transgression sur des sables ou des grès comme à Saint-Restitut (bassin de Valréas) ou dans le secteur de Saumane – Vénasque (bassin de Carpentras), les dépôts sont constitués d'un mélange dominé par des sables quartzeux. Dans le cas d'une transgression sur un substratum carbonaté comme les monts de Vaucluse, les dépôts sont constitués majoritairement à exclusivement de bioclastes (Demarcq, 1984).

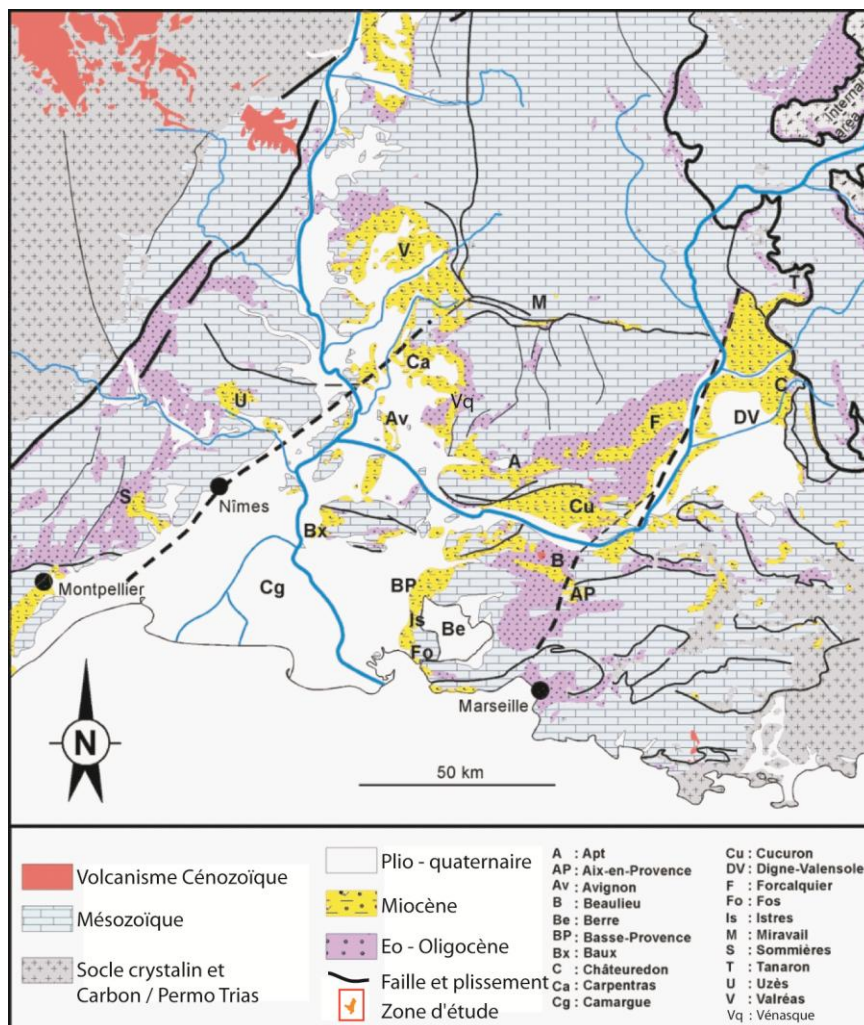


Figure 2-12: Carte de localisation du bassin d'avant pays du SW des Alpes, issue de la carte géologique au 1/1000000- Chantraine, 1996 – Besson, 2005). On distingue à l'Ouest le Massif Central et à l'Est différents segments des chaînes subalpines.

2.2.2 DECOUPAGE SEQUENTIEL ET PALEOGEOGRAPHIE

Dans chacun des sous-bassins du BMRP (bassin d'Apt, bassin d'Avignon-Carpentras, bassin de Cucuron, bassin de Digne-Valensole, avec les secteurs de Tanaron et de Châteauredon, bassin de Forcalquier, bassin de basse Provence, bassin d'Uzès, bassin de Valréas), la cartographie et l'analyse des séquences de faciès a permis l'établissement d'une chronostratigraphie robuste, synthétisée dans une colonne lithostratigraphique valable pour l'ensemble du BMRP (Besson, 2005). Le découpage stratigraphique tient compte des datations déjà publiées et s'appuie sur de nombreuses autres datations par les Foraminifères planctoniques, les

nannoflores, les pollens, les micromammifères, la stratigraphie isotopique $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, les datations $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ sur glauconie et sur roches basaltiques (Aguilar *et al.*, 1996; Besson, 2005; Dexcoté, 2001; Besson, 2001). Une attention particulière a été apportée à la succession litho-, bio- et chronostratigraphique du BMRP au passage entre le Burdigalien et le Langhien (Besson, 2005). Au total, dix séquences de dépôts d'échelle décamétrique à hectométrique sont identifiées dans l'intervalle Burdigalien – Tortonien Inférieur, avec un contrôle biostratigraphique assez fiable (Besson, 2005). Ces séquences se corrèlent bien avec les cycles eustatiques néogènes de 3^{ème} ordre tels définis par Haq *et al.* (1987) (Figure 2-13).

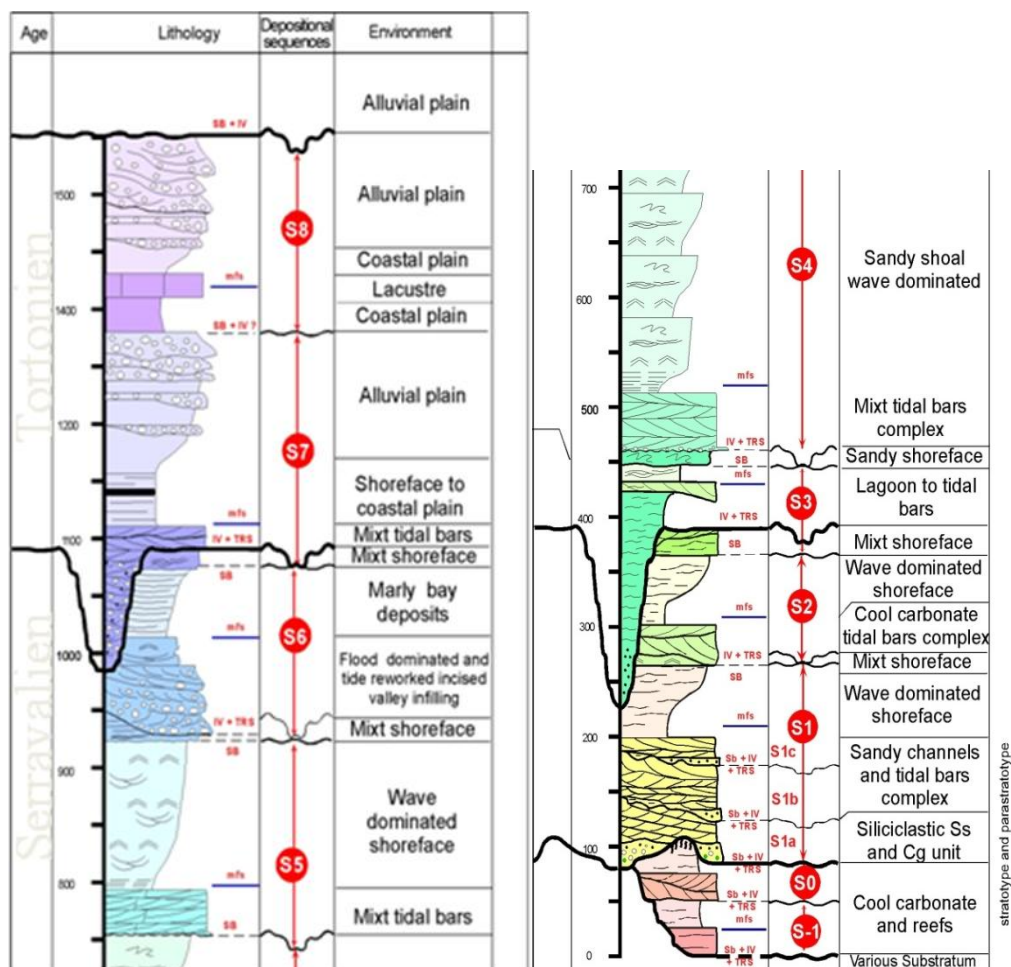


Figure 2-13: La série miocène de la Basse Provence et des régions voisines: faciès et séquences (Besson, 2005). Le remplissage des vallées incisées, correspond à des séquences d'ordre 4 et plus.

Les cartes paléogéographiques de Besson (2005) constituent une synthèse de l'ensemble des données publiées (Depéret, 1892; Combaluzier, 1932; Demarcq, 1984; Rubino et al., 1990; Rubino et al., 1992; Rubino et al., 1997; Parize et al., 1997; Besson, 2000) et inédites (rapports et profils sismiques industriels, CEA, Total). A partir de ces données, Besson (2005) a posé le cadre séquentiel haute fréquence du BMRP en développant un modèle de remplissage de vallées incisées. Les séquences de dépôt sont essentiellement des segments de comblement de vallées incisées sur les chevauchements sub-alpins et à la périphérie de l'avant-pays, qui se corrélaient au centre des différents sous-bassins à des dépôts de plate-forme plus profonde (Besson et al., 2005). L'amplitude des incisions et la puissance des remplissages augmentent à l'Est du Rhône en direction de la chaîne. Longitudinalement, certaines vallées se suivent sur plus de 100 km. Les séquences de 3^{ème} ordre sont elles-mêmes constituées de séquences à plus haute fréquence (à l'échelle des cycles de Milankovitch), qui sont les «briques élémentaires» du remplissage des vallées, comme cela a été mis en évidence à Saint-Restitut (Lesueur et al., 1990).

Dans la partie aval du BMRP, (secteurs de Valréas, Carpentras, Salon-de-Provence), elles sont groupées en deux mégaséquences générant deux réseaux distincts de paléovallées, l'un au Miocène inférieur, perchés sur les plateaux du Vaucluse, du Lubéron et des Alpilles, l'autre au Miocène moyen, à une centaine de mètres en contrebas, et même 300 m dans le secteur de Pujaut (Besson et al., 2003b; Parize et al., 2003). L'important creusement du réseau miocène moyen est comblé en aggradation sur plus de 150 km par des dépôts lagunaires signés localement par des mangroves à *Avicennia* (Jimenez et al., 2002; Besson, 2005). Ces réseaux de paléovallées comprennent un système occidental pouvant correspondre à celui d'une paléo - Saône et un système oriental

correspondant à celui d'une paléo - Durance, assurant la vidange respectivement du sillon rhodanien et du bassin de Digne Valensole. L'empreinte de ces réseaux sur le paysage disparaît à la fin du Serravallien vers 11.5 Ma (Besson, 2005).

La sédimentation marine s'effectue donc dans des complexes étagés de vallées incisées miocènes, l'incision culminant avec la chute messinienne (Clauzon, 1996). Cet étagement témoigne de la construction du prisme orogénique des Alpes et, dans une moindre mesure, de la chute eustatique à l'ordre 2 au cours du Néogène.

2.2.3 LITHO-BIOSTRATIGRAPHIE DES CORTEGES BIOCLASTIQUES

2.2.3.1 A L'ECHELLE DU BMRP

Les « molasses » du Miocène inférieur (Figure 2-14 - a) d'âge Aquitanien – Burdigalien (S1 à S2) comblent le premier réseau de vallées incisées. Pétrographiquement, il s'agit-là d'un grès à ciment calcaire. (L'usage a consacré de nombreuses variations comme molasse sableuse pour des sables non cimentés, ou molasse marneuse lorsque la proportion d'argile augmente, ou encore poudingue de molasse pour les bancs de conglomérats durs intercalés dans les grès, ou enfin molasse calcaire quand la roche devient zoogène, pétrie de débris de coquilles.) Les cortèges transgressifs du Miocène inférieur constituent deux complexes de barres bioclastiques, toujours très claires, beiges, blanches, blanchâtres (De Lapparent, 1900; Combaluzier, 1932; Gignoux, 1960). Ces dépôts correspondent notamment aux molasses de Provence exploitées dans les carrières des Baux-de-Provence, Saint-Paul-Trois-Châteaux, Lourmarin, Céreste, Gordes, Saint-Gens.

Dans la vallée de Vénasque, l'analyse des associations faunistiques permet de préciser les caractéristiques paléoécologiques du Burdigalien.

L'élément le plus singulier est représenté par des organismes encroûtants tels que *Koskinobullina*, qui vit fixé sur un substrat lithifié, à moins de 40 m de profondeur dans des eaux propres, non turbides. L'association de Bryozoaires et Foraminifères tels que Rotalidés, Elphidium et Amphistégines montre la proximité d'apports d'eau douce et l'absence de pollution argileuse : cette eau pourrait donc venir de paléo-résurgences karstiques et actuellement transformées en avens comme celle de Valescure à l'amont de la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse.

Les molasses du Miocène moyen (Figure 2-14 - b) d'âge Langhien – Serravalien (S3 à S6) comblent le deuxième réseau de vallées. L'incision fluviale peut être datée du Burdigalien terminal et le début du remplissage transgressif des vallées du Langhien avec les premières Préorbulines (Jimenez *et al.*, 2002 ; Besson, 2005). Par corrélation avec les chartes eustatiques (Hardenbol *et al.*, 1998), il

s'agit de la séquence de dépôt « Bur5-Lan1 ».

Le passage au Miocène Moyen est accompagné dans tout le BMRP, y compris dans les secteurs les plus amont comme dans le secteur de Tanaron – Esclançon (bassin de Digne – Valensole) et dans celui de Châteauredon, du plus important contraste faciologique de la série miocène. Le remplissage des vallées est constitué par les séquences de dépôt du Langhien et du Serravalien (Besson, 2005), montrant des barres tidales de couleur jaunâtre à rousse, à lithologie mixte, avec une part importante d'éléments silicoclastiques grossiers à conglomératiques. A cette évolution dans le temps et dans l'espace de la production carbonatée se superpose une modulation d'origine hydrodynamique. Un résultat préliminaire important de Rubino *et al.*, (1990, 1994) est le partitionnement des associations de biofaciès selon la géométrie et la taille des corps tidaux qu'ils constituent (barres et dunes tidales).

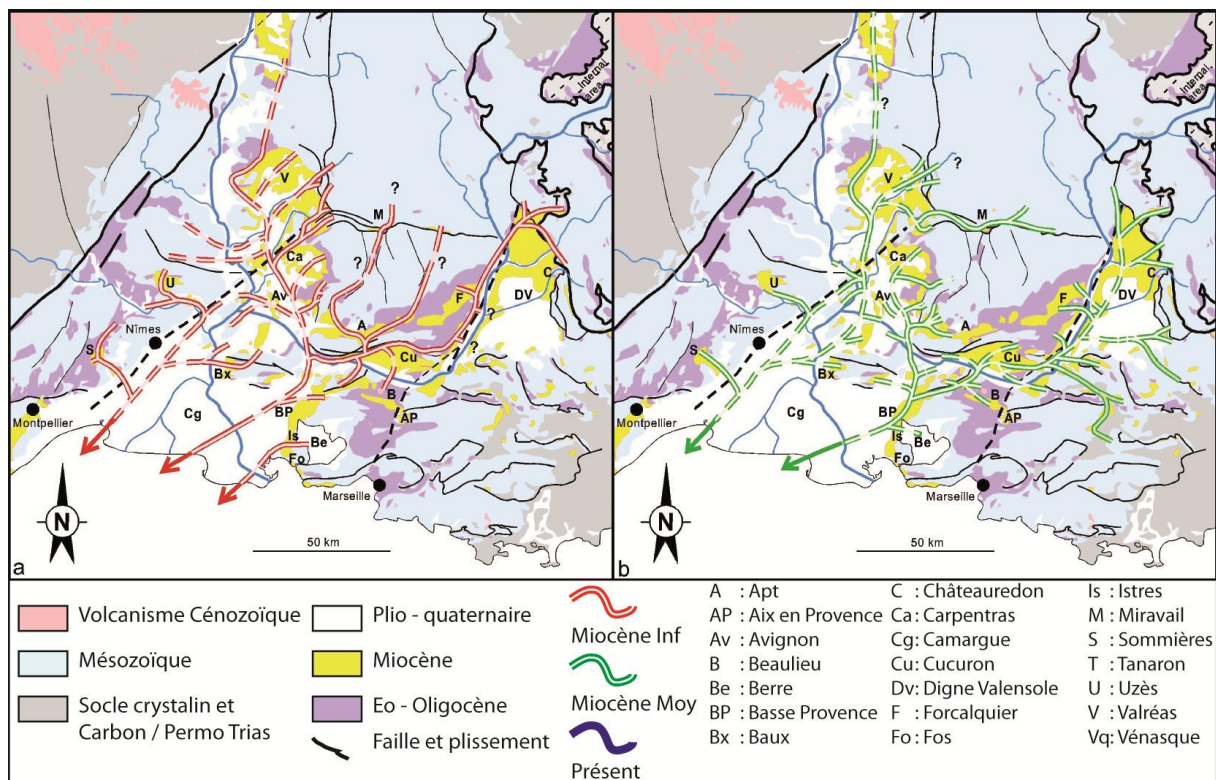


Figure 2-14 : Reconstitution paléogéographique des réseaux de vallées incisées aquitano-burdigaliens (A) et langhien – serravaliens (B) de drainage fluviale dans le BMRP (Besson, 2005).

Deux pôles sont distingués. Le premier, **Rhodalgai**, associé soit à des corps de grande taille, plurimétriques, transverses ou longitudinaux, à grandes stratifications obliques, soit à des structures érosives (ravinement), les deux indiquant des vitesses de courants élevées à très élevées ainsi qu'une très forte asymétrie des courants de marées. Le second, **Molechfor** associé à des corps de plus petite taille, souvent constitués de petites dunes tidales décimétriques indiquant une vitesse et une asymétrie moindre des courants de marée.

2.2.3.2 INTERVALLE ETUDIE DANS LA THESE

Un maximum d'information stratigraphique est disponible pour les deux secteurs d'étude, respectivement la vallée de Vénasque-Saumane au Nord et les Formations de Martigues au Sud. Dans la vallée de Saumane-Vénasque, quatre des 10 séquences mises en évidence par *Besson (2005)* pour l'ensemble du BMRP sont préservées : l'Aquitainien (S0), le Burdigalien (S1), le Burdigalien Sup / Langhien Basal (S2), ainsi que les séquences à haute fréquence pour le cortège transgressif S1 (a, b et c). Dans les Formations de Martigues, on retrouve les deux séquences burdigaliennes dans deux systèmes de vallées incisées (*Dexcoté, 2001 ; Oudet, 2005*). Ces vallées correspondent à des bras de la paléo-Durance dans le secteur de Miramas et Istres. Le forage Istres 101 a traversé la série miocène à proximité de son talweg comme l'indiquent les sables très grossiers à conglomératiques à la base d'argiles sableuses de type Bayanne (*Besson et al., 2005*). Cette paléovallée est également imagée par un profil sismique à l'Ouest de Fos (*Dexcoté, 2001*).

2.2.4 REMPLISSAGES DE VALLEES INCISEES

2.2.4.1 SCHEMA GENERAL POUR LE BURDIGALIEN INFERIEUR

De par sa vitesse et son ampleur (estimée à 40 m pour le Burdigalien inférieur, *Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998*) la transgression burdigalienne a ennoyé le « Golfe rhodano-provençal et le sillon péri-alpin de façon quasi-instantanée. Dans la partie sud-ouest du bassin, les deltas devaient se situer approximativement dans l'axe des fossés oligo-aquitaniens (aux alentours du trait de côte actuel de la Camargue).

Compte tenu de la « rapidité » de cette transgression, les 160 à 400 km de rétrogradation du rivage jusqu'au front des chevauchements alpins - Golfe de Digne - Vercors, n'a laissé que très peu de témoins sédimentaires (quelques niveaux de paléosols et un conglomérat de transgression à galets allochtones). Les apports détritiques ont été confinés dans le golfe de Digne et les bordures Est des synclinaux du Vercors. Le substratum dominé par les calcaires et marnes crétacés karstifiés n'a lui-même produit que très peu de sédiment en surface.

Cette configuration explique que (i) dans l'essentiel du BMRP la topographie des vallées continentales ait été très peu modifiée lors de la transgression, favorisant le développement de rias et la préservation de vallées sous-marines et que (ii) les remaniements silicoclastiques diminuent progressivement vers le haut du cortège transgressif, au profit des carbonates bioclastiques. Ceci est particulièrement bien marqué par l'évolution faciologique des séquences haute fréquence (S1a à S1c) qui comblent la vallée, et plus encore par la séquence du Burdigalien supérieur (S2) généralement bioclastique à plus de 90 %.

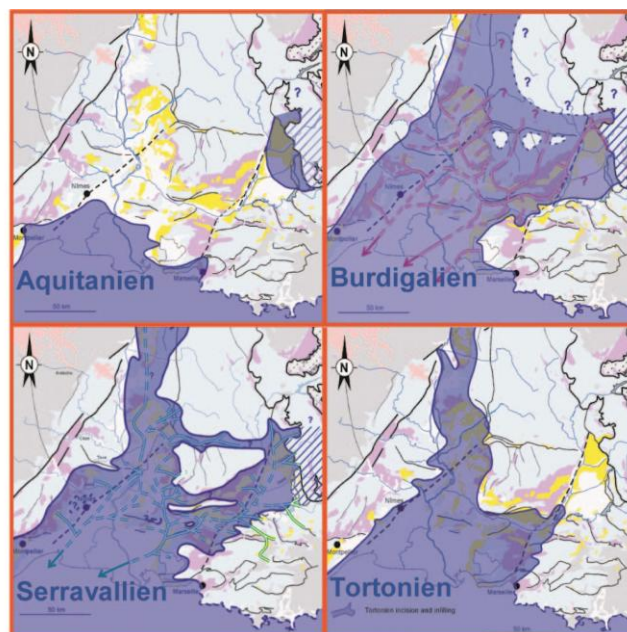
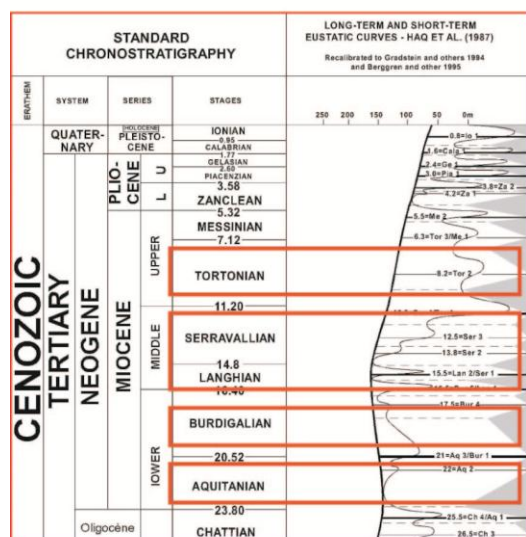


Figure 2-15: Log illustrant les cycles eustatiques en relation avec les cartes paléogéographiques du Bassin Molassique Rhodano Provençal (Besson, 2005)

2.2.4.2 MODELE DE LA VALLEE DE VENASQUE

L'analyse stratigraphique et l'organisation géométrique détaillée des dépôts miocènes de la région de Carpentras a permis d'identifier un système composite de vallées incisées (Rubino et al., 1990, 1997 ; Parize et al., 1997, 2001 ; Besson, 2000 ; Besson, 2002, 2003, 2005). La vallée de Vénasque-Saumane en constitue le segment le plus intéressant, choisi comme objet principal d'étude de mon travail.

Cette vallée d'âge aquitano-burdigalien est incisée au sein de dépôts variés, crétacés, éocènes, oligocènes, voire même aquitanien inférieur, et comblée par trois séquences haute fréquence (TST S1, Burdigalien inférieur à moyen) composées principalement par une molasse sableuse (séquence S1a), une molasse mixte (séquence S1b), et une molasse mixte à bioclastique grossière (séquence S1c) (Figure 2-16). Localement les marnes et les calcarénites du HST de S1 participent également au comblement de la vallée.

Formation	Faciès	Unité Stratigraphique (Anglada and Colomb (1975))	Stratigraphie Bio et isotopique (Besson, 2005)
Marnes de Fraischamp	Marnes massives verdâtres à blanches (lagons) intercalées ou pas par des siltstones bioclastiques hétérolithiques à des sables (tidalites). Ce faciès peut être observé sous et dans les molasses de Saumane	Oligocène (Triat and Truc 1968; Blanc et al. 1975)	Aquitaniien -Earliest Burdigalien inf: <i>Helicosphaera ampliapertura</i> only (NN2-NN4).
La Crémade	Corps dominés par des Grains grossiers à des micros conglomérats silicoclastiques dominés tidal (chenaux et mégarides)	Burdigalien sl.	Aquitaniien – Burdigalien inf: 20.35 ± 0.85 (87Sr/86Sr); <i>Helicosphaera ampliapertura</i> seulement (NN2-NN4). Restreinte ici à NN3 par la corrélation avec St Restitut.
Molasse de Saumane : Partie inf.	Dunes composées variant de composition silicoclastique à mixte avec d'importantes proportions de glauconie	M1b1	Burdigalien inf : 20 ± 0.75 (87Sr/86Sr)

Molasse de Saumane : Partie sup.	Varie de packstone massif à grainstone au sein d'inconformité érosionnelle chenalisée de grande échelle et composé de dunes de grandes échelles de composition grainstone mixte à bioclastique.	M1b2	Burdigalien inf: 18,2±1 (87Sr/86Sr)
	Dépôts variant de Marnes et Silto-marneux à carbonate.	M1b3	H. ampliaperta S. heteromorphus (NN4-NN5). Burdigalien terminal à Langhien
	Silto-marneux à carbonate avec des Echinoides (Bancs de 10 cm).	M1b4	
	Molasse calcareuse organisée en bancs réguliers en alternance avec des passées coquillières.	M1b5	
Molasse de Saint-Gens	Dunes et grandes dunes bioclastiques à grains grossiers avec des Cellopora (Bryozoaires).	M1b6	
Plaine de Carpentras	Argile calcareuse bleue ou Silto-marneux.	M2aA	H. ampliaperta S. heteromorphus (NN4-NN5). Burdigalien terminal à Langhien
	Sables bioclastiques à marneux.	M2as	

Figure 2-16: Faciès mis en évidence dans la région de Vénasque pour les séquences S0, S1, S2 et S3

Cette vallée, compte tenu de l'excellente préservation et exposition de son remplissage, a servi de base à l'élaboration d'un modèle présentant l'évolution et la dynamique d'une vallée incisée à remplissage bio détritique au cours d'une séquence de 3^{ème} ordre (*Besson, 2005*).

A- La phase d'incision. Cette phase d'incision succède à une phase d'aplanissement et de sédimentation lacustre à lagunaire pendant l'Oligo-Aquitainien (*Sissingh, 2001*). En conséquence, elle s'accompagne d'un transit aval des dépôts fluviaux et d'un faible flux détritique car le bassin de drainage est en grande partie carbonaté.

B- La transgression marine dans la vallée la transforme en ria. La quasi-totalité des dépôts d'origine continentale (paléosol, chenaux fluviaux...) sont remaniés lors de la transgression, et se retrouvent au sein d'un épais conglomérat de transgression (localement plurimétrique). Associés à ces blocs et galets de nombreux bioclastes (Pectens, Huîtres, Bryozoaires, Oursins, Balanes, dents de Sélaciens...) témoignent du début

de la production carbonatée sur le substratum de la vallée.

C- Premiers ennoissements des interfluves. Lors de la transgression les flancs de la vallée sont lissés par l'érosion des courants tidaux qui érodent la plupart des témoins d'une évolution subaérienne. Pendant la phase de dépôt où les interfluves sont encore exondés, la constriction des courants dans la ria est maximum et des corps tidaux (dunes et barres) se mettent en place dans la vallée. Après l'inondation des interfluves, les courants tidaux ne sont plus canalisés et la sédimentation devient progressivement dominée par la houle.

D- E- Séquences hautes fréquences. Des surfaces d'érosion chenalisées, d'amplitude plurimétrique, soulignées par des galets perforés et localement surmontées d'une faible épaisseur de marnes lagunaires, sont interprétées comme des limites de séquences haute fréquence de IV^{ème} ordre. Ces surfaces découpent le remplissage tidal bioclastique sans changer réellement son contenu et sa structure. Tout au plus note-t-on que vers le haut du comblement de la vallée, la chenalisation diminue. Suite aux différentes transgressions haute fréquence,

les flancs de la vallée sont de plus en plus lissés vers le haut de l'incision.

F- Maximum d'inondation. Le sommet du remplissage et les interfluves sont marqués par une surface de ravinement avec de petits galets (silex, bioclastes...) surmontée soit d'un intervalle de corps tidaux de faible énergie, soit directement par des marnes silteuses très bioturbées. Cette surface d'érosion est interprétée comme une surface de ravinement par la houle.

2.2.4.3 COMPARAISON AVEC LE MODELE DE ZAITLIN

Si l'étude des vallées incisées a connu un intérêt particulier suite à la popularisation de la stratigraphie séquentielle (*Posamentier et al., 1988 ; Van Wagoner et al., 1990*) puis à la publication des modèles de remplissage de *Dalrymple et al. (1994)* et de *Zaitlin et al. (1994)* toutes ces publications s'intéressent essentiellement à des remplissages silicoclastiques. L'intérêt particulier du Miocène rhodanien réside donc dans le remplissage majoritairement biodétritique de ces vallées.

Premier contraste avec le modèle de Zaitlin et al. (1994), les limites de séquence des vallées incisées du BMRP, si elles sont généralement soulignées par des traits diagénétiques indiquant une émergence, notamment des karsts (plus rarement par des paléosols ; *Besson, 2005*), elles ne préservent toutefois pas de dépôts du cortège de bas niveau marin. Ceci est lié au fait que, tant dans la vallée que sur les interfluves, ces dépôts sont soit trop peu développés en l'absence de flux terrigènes, soit sont remplis par la surface de ravinement transgressif. A l'échelle du

Miocène, l'importance et la persistance de la dynamique tidale au sein du BMRP s'explique dans ce modèle par la sous-alimentation, donc la préservation d'une topographie sous-marine bien après l'envolement des interfluves.

Deuxième élément de contraste avec le modèle de Zaitlin et al. (1994), ce n'est pas par un «turnaround» des faciès autour de la MFS que l'on distingue les cortèges de haut et de bas niveau, mais par un changement radical de ces faciès. Les carbonates bioclastiques se trouvent restreints au seul intervalle transgressif tandis que les cortèges de haut niveau sont systématiquement constitués de marno-calcaires dont la base montre un maximum d'inondation et l'évolution carbonato-croissante une tendance régressive (*Rubino et al., 1994*).

Sur ce deuxième point, ce n'est donc pas le rapport A/S et la géométrie résultante des dépôts qui détermine le passage d'un cortège à l'autre, contrairement au paradigme de base de la stratigraphie séquentielle, mais un changement hydrodynamique majeur, interprété comme le passage d'un système transgressif où les courants subissent une forte constriction dans la vallée à un système de haut niveau où ils s'étalent sur les interfluves envoient de la vallée. Ce contrôle par le confinement et la constriction des courants de l'accumulation des corps bioclastiques permettrait, dans d'autres configurations de bassin, leur formation et leur préservation dans des cortèges de régression forcée, comme par exemple dans le bassin d'Uzès (*Reynaud et al., 2006*) ou de Bonifacio (*Reynaud, comm. pers.*).

2.3 METHODOLOGIE DES TRAVAUX

Ces travaux sont basés sur une analyse de faciès à partir de coupes de terrain et une reconstitution de la géométrie des corps sédimentaires à partir (1) d'une cartographie et du suivi physique des couches sur le terrain, (2) de corrélations stratigraphiques utilisant les concepts de la stratigraphie séquentielle.

L'analyse a été faite du plus grand au plus petit en étudiant les relations entre: (i) corps sédimentaires et position dans la formation ; (ii) faciès et corps sédimentaires ; (iii) faciès et constituants ; (iv) constituants.

De nombreuses vallées d'orientations différentes permettent une analyse quasi 3D. Le travail a été effectué sur des falaises hautes de 20 à 30 m sur des longueurs parfois kilométriques. L'ensemble des affleurements a été photographié à différentes échelles et monté en panoramas.

Les panoramas sont habillés avec les données de terrain, à savoir les logs sédimentologiques réalisés sur les falaises (en rappel) et les analyses d'échantillons prélevés sur ces logs à pas constant. Pour certains faciès, l'échantillonnage a été réalisé sur une grille carroyée afin d'étudier la variabilité des résultats et d'apprécier la représentativité de l'échantillonnage sur l'affleurement. L'analyse de la Vallée de Vénasque est basée sur l'analyse de 98 lames minces qui ont été étudiées à l'aide de comptage quantitatif (300 points par lame). Les lames ont en partie été teintées à l'alizarine.

La composition et la taille des grains de la roche ont été déterminées par une estimation visuelle semi quantitative (utilisant des estimations de chartes publiées) et par un comptage quantitatif (300 points par lame). Du point de vue de la sédimentologie, pour tester les remaniements, la morphoscopie des quartz a été étudiée. L'étude de la variation de la

granulométrie et des structures sédimentaires a permis d'observer les changements dans l'énergie de dépôt (depuis les grainstones à stratifications obliques aux wackestones à grains fins). L'étude des ciments en cathodoluminescence a permis de reconstituer l'histoire de la diagenèse.

Du point de vue de l'écologie et de la taphonomie des carbonates, la quantification des principaux bioclastes a permis de dresser un « log de fréquence » par coupe, qui est à la base de la détermination des microfaciès et des associations bioclastiques. La quantification des Foraminifères a été faite par la méthode de comptage de points. Ces taux sont donnés en pourcentages de Foraminifères totaux. La détermination des microfaciès est basée sur la différenciation des « constituants principaux » et de la « composition des bioclastes » par charte visuelle. Ces taux sont donnés en pourcentage de lame totale. La moyenne des pourcentages des lames appartenant à un même microfaciès donne les « pourcentages types » d'un microfaciès. La détermination des macrofaciès a été réalisée en intégrant les données de répartition des constituants bioclastiques, des associations micropaléontologiques, des textures, ainsi que de certains critères hydrodynamiques (caractère fracturé et / ou émoussé, allochtone ou autochtone des constituants bioclastiques). La mise en concordance des logs de fréquence avec les coupes de terrain permet de faire correspondre les microfaciès, macrofaciès et architectures sédimentaires.

3 LES CARBONATES DE LA VALLEE DE VENASQUE

Les formations miocènes de la région de Vénasque sont contraintes à l'Ouest par la bordure orientale du bassin Rhodanien et par les Monts de Vaucluse. La transition morphologique entre les Monts de Vaucluse et les Collines de Pernes correspond à la faille de Fontaine de Vaucluse. Cette faille est scellée par les dépôts miocènes. Les collines de Pernes regroupent les plateaux de Vénasque, du Beaucet, de Payan, de la Roque-sur-Pernes et de Saumane. Elles sont constituées de dépôts molassiques burdigaliens qui ressortent dans le relief (inversion de relief).

Le plateau de Vénasque est largement entaillé au Quaternaire par de nombreux vallons et ravins secondaires. Ce plateau constitue la surface sommitale du comblement de la vallée incisée de

Vénasque-Saumane et de Fontaine de Vaucluse. Le vallon principal de Vénasque, d'allongement subméridien, est long de 2 km pour une largeur maximale de 300 mètres. Il est ceint de falaises hautes de 25 à 45 m le long desquelles la Molasse de Saumane affleure en continu. La molasse de Saint Gens affleure moins largement mais dans les conditions exceptionnelles de la carrière de St Gens et du Beaucet.

Les corrélations d'une falaise à une autre permettent une reconstitution 3D des différents ensembles sédimentaires. Dans notre zone d'étude, on étudie plus particulièrement le remplissage d'âge Burdigalien dans la vallée de Vénasque. La première partie du travail a consisté à une cartographie de détail des unités stratigraphiques composant le remplissage miocène.

3.1 SEQUENCES DE DEPOT

Les dépôts burdigaliens comblent un système de deux vallées incisées : celle de Saumane-Vénasque et celle de Fontaine de Vaucluse. Leurs interfluves sont bien circonscrits. Les affleurements au niveau de la Combe de Bérenguier à l'Est de Saumane et des Soleillants à Fontaine de Vaucluse, montrent une surface en marches d'escalier qui est nettement perforée et qui s'ouvre vers l'est/ sud est (Figure 3-2). L'interfluve occidental de la paléovallée de Saumane est désormais bien précisé. La principale vallée incisée comblée par le Burdigalien supérieur est la vallée de Saumane-Vénasque, qui est suivie sur plus de 8 km du sud vers le nord. Au nord de l'axe Beaucet – Saint Gens, cette vallée s'ouvre en deux branches : la paléovallée de Vénasque et la paléo vallée de Payan qui semble être tributaire de la principale paléovallée de Vénasque (Figure 3-1). Dans le remplissage de la vallée de Vénasque, trois grands types de faciès ont été cartographiés :

- (1) Des replats de marées intertidaux ;
- (2) Un large domaine subtidal bioclastique, incluant des dépôts littoraux/estuariens, des barres d'embouchures et des dépôts de plate-forme ;
- (3) Des dépôts d'offshore marno-sableux.

L'organisation stratigraphique est celle de séquences de III^{ème} ordre. Les vallées préservent essentiellement S1 et S2 (Figure 3-4). Au sein de la séquence S1, il a pu être mis en évidence trois unités ; il s'agit des formations de (i) « **la Crémade** » (S1a), et de (ii) **la molasse de Saumane** inférieure (S1b) et supérieure (S1c). La séquence S2, moins développée, correspond quant à elle à (iii) **la molasse de Saint Gens**.

Une première cartographie de ces unités stratigraphiques de faciès avait été produite lors du levé de la carte géologique au 1/50 000 (Figure 3-3). Nous avons complété et précisé cette cartographie, en reprenant pour partie des observations

faites par Rubino et al., (1998) et Besson (2005) et en affinant les corrélations par le suivi de surfaces physiques sur l'ensemble des panneaux photo réalisés des falaises. La séquence S1 se suit à travers l'ensemble du

BMRP grâce aux données biostratigraphiques et sur des arguments géométriques (Rubino et al., 1990 ; Besson, 2002b).

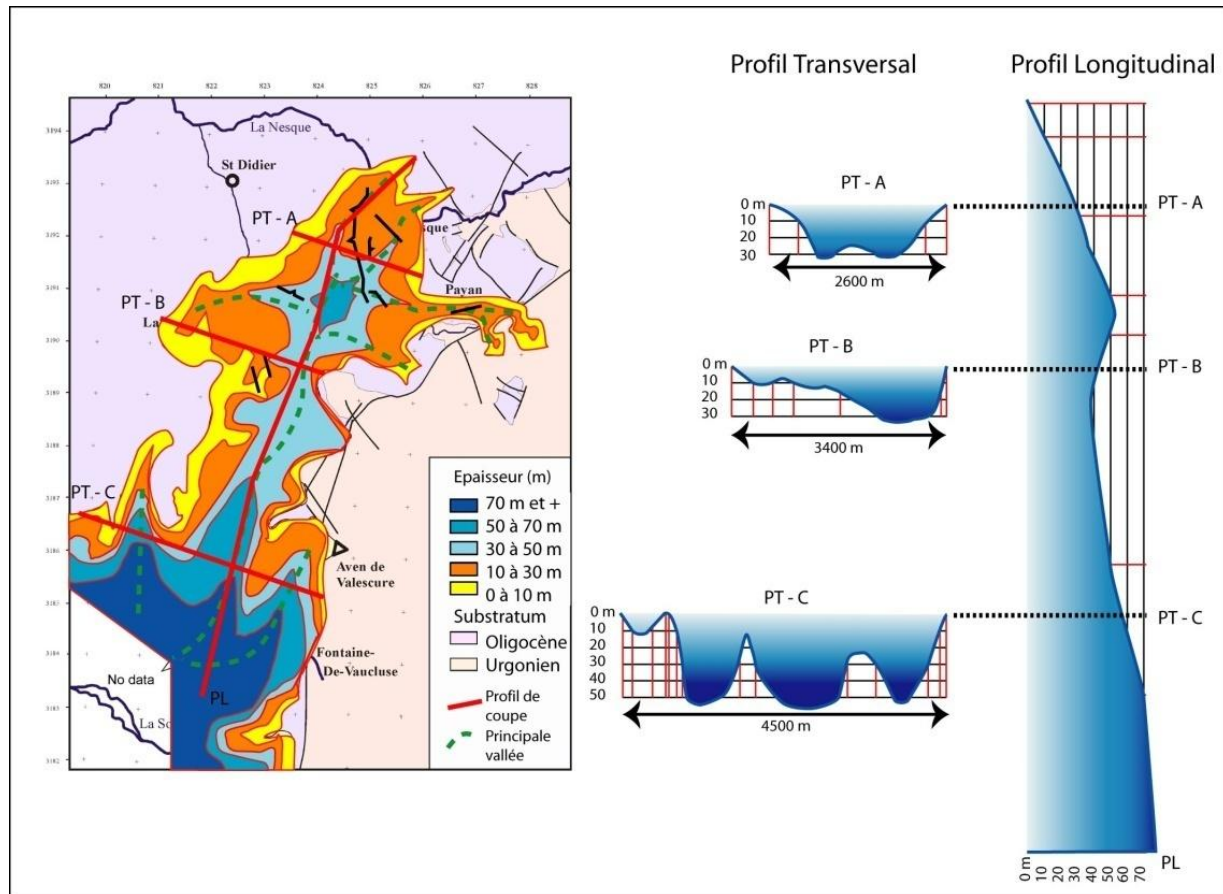


Figure 3-1: Cartographie en Isopaque présentant le comblement de la vallée incisée par des corps bioclastiques et leurs épaisseurs vis-à-vis de la vallée. A droite, on présente le profil longitudinal principal de la paléo - topographie de la vallée de Vénasque (Amont) – Saumane (Aval), avec les profils de vallée transversale intermédiaires (PT – A, B et C). On note ici une représentation en isopaque représentant l'épaisseur de l'ensemble du remplissage de formation de Vénasque. La ligne rouge marque la limite de la formation de la vallée de Vénasque

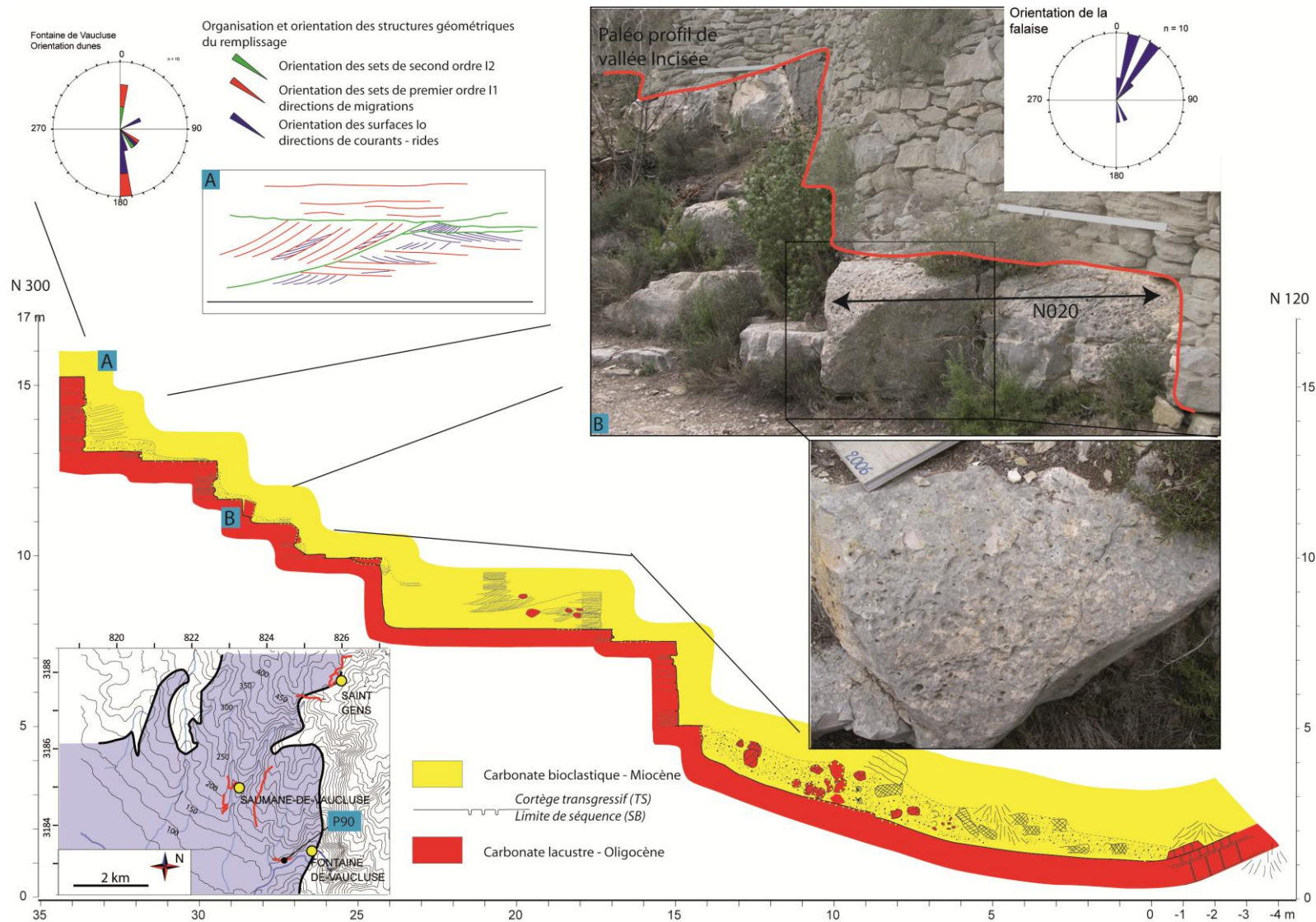


Figure 3-2: Profil de Vallée Incisée au niveau de Soleillant – Fontaine de Vaucluse (P – 90), illustrant la surface d’incision anté - burdigalienne organisée en gradins au toit des calcaires lacustres oligocènes, Fontaine de Vaucluse. Localisation sur la carte Figure 3-10 (X=823,4, Y=3184)

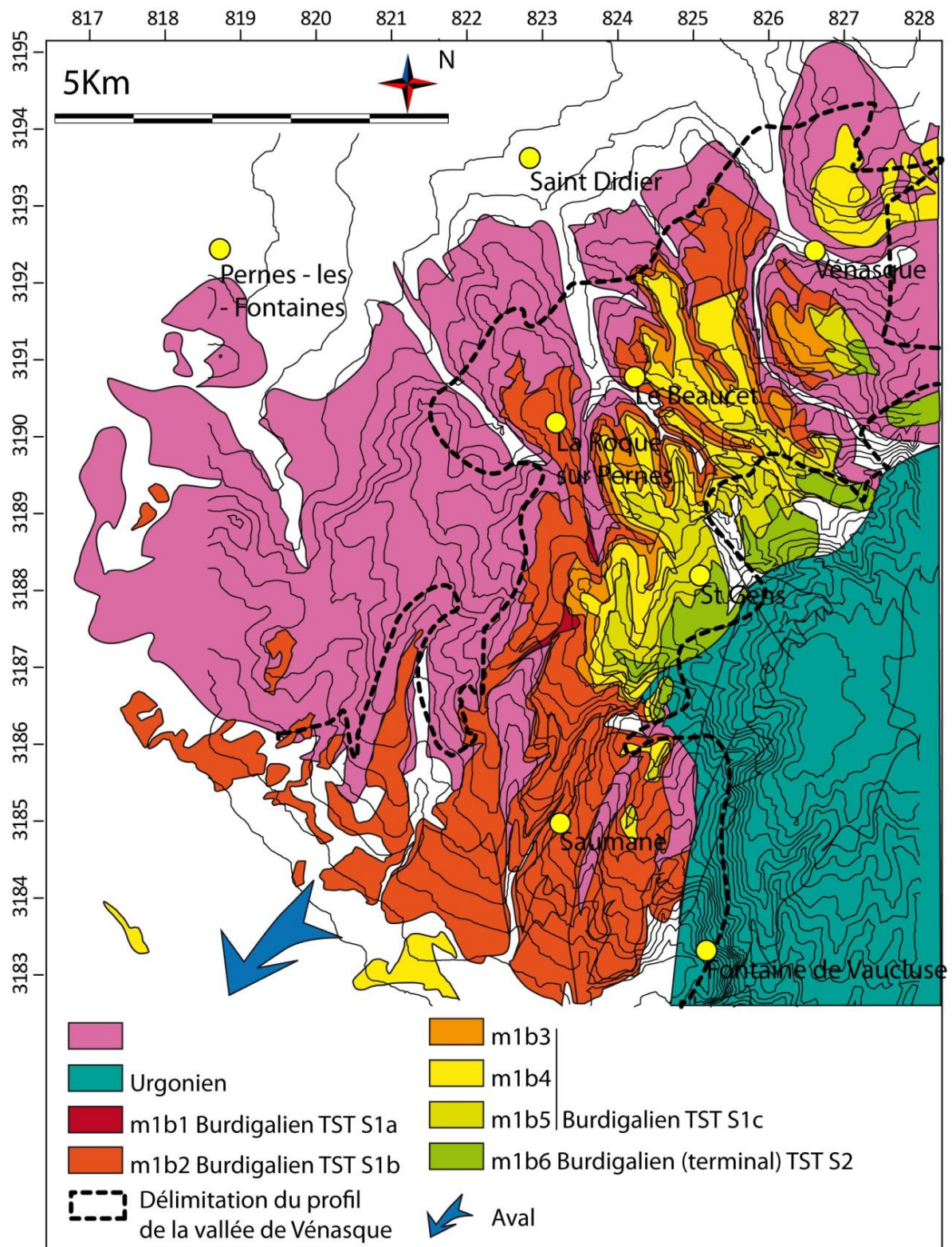


Figure 3-3: Carte géologique simplifiée de la formation de Vénasque - Saumane - Fontaine de Vaucluse, issue de la carte géologique au 1/50000. On délimite en pointillé les limites de la vallée incisée correspondant à « l'encaissant » de la formation de Vénasque – Saumane. Les séquences S1a, b et c et S2 (Besson, 2005), sont associées aux anciennes appellations de la carte géologique, avec de nouveaux redécoupages. Le TST S1 c regroupe les unités m1b 3, 4 et 5 des anciennes appellations. On superpose sur la carte géologique une carte en isohypses (équidistance de 25 m) avec les localisations précises et les principales courbes de niveau. On distingue la délimitation de la vallée du secteur de Vénasque (amont) – Fontaine de Vaucluse (aval) délimitée par les tirets noirs.

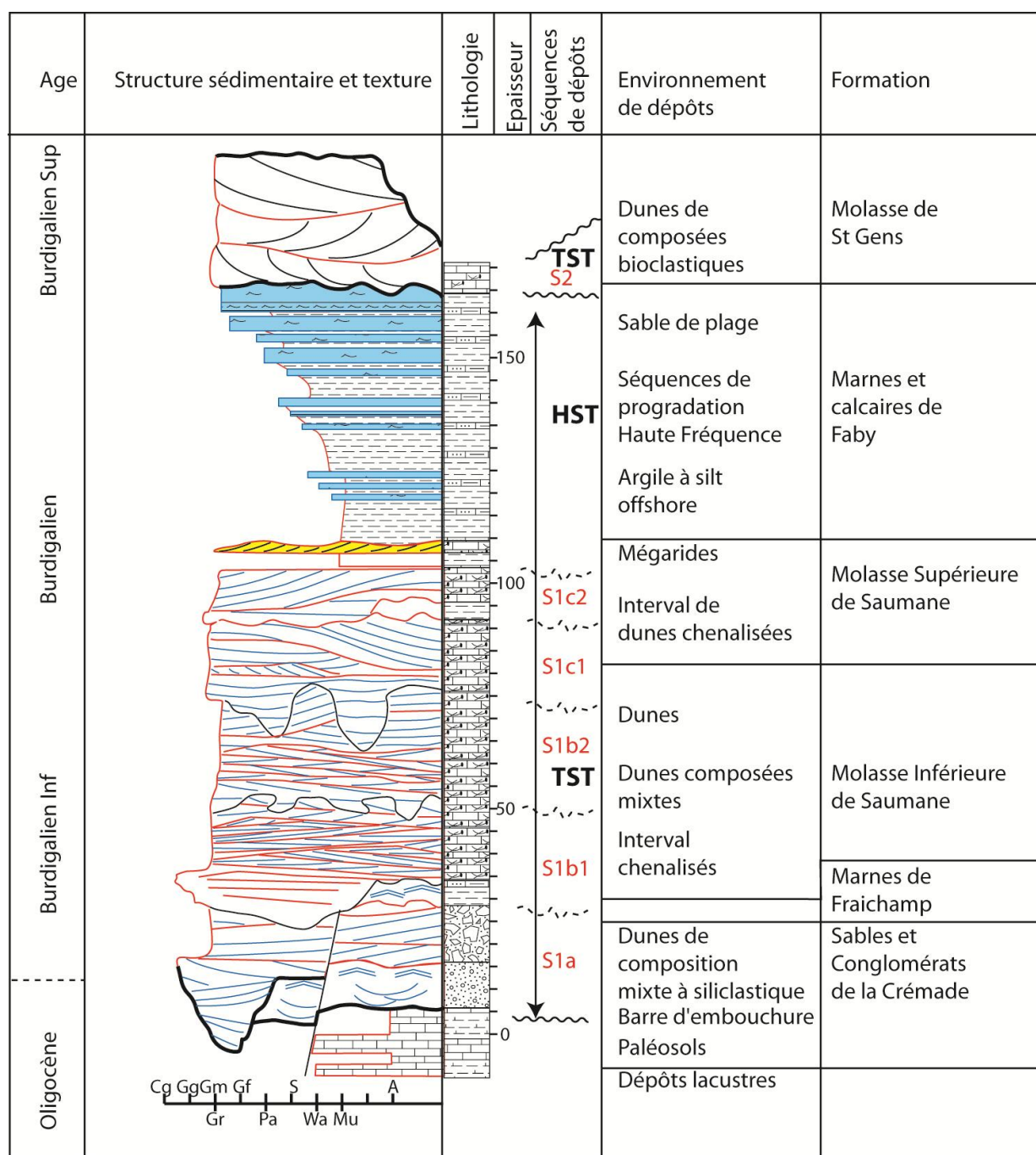


Figure 3-4 : Log synthétique des principales formations décrites dans le secteur de Vénasque (S1, S2, S3). Les formations les plus étudiées dans le cadre de ce travail se concentrent principalement sur les séquences S1 & S2 initialement décrites par Besson (2005).

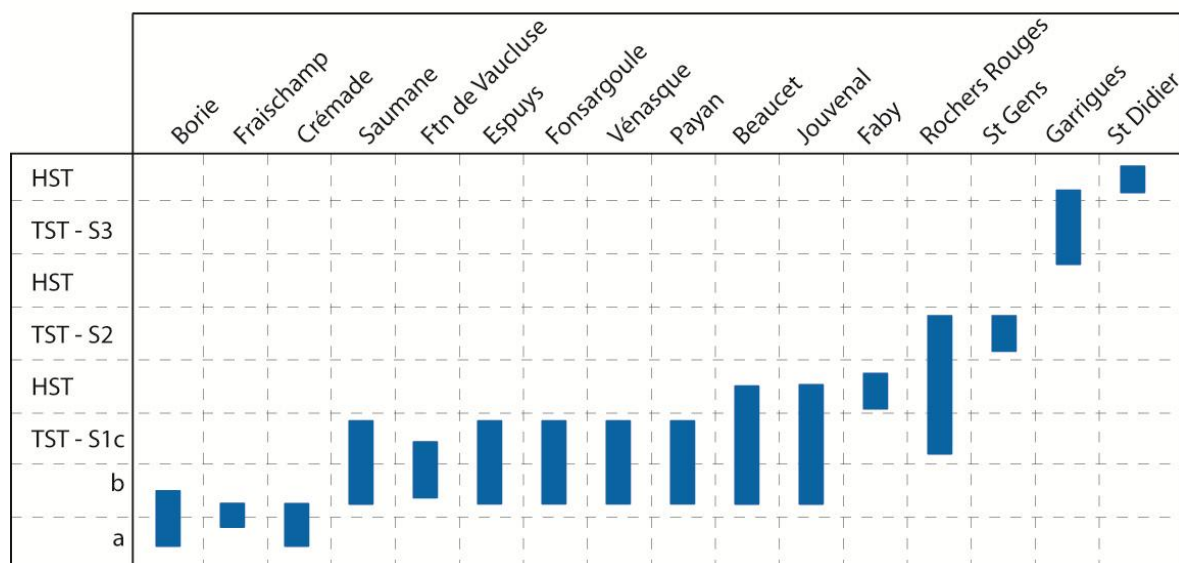


Figure 3-5 : Présentation des différentes unités présentes au niveau des séquences burdigalienne (S1a, b et c), burdigalienne tardive (S2) et langhienne (S3) en fonction des différentes localités étudiées. On distingue ici au niveau des séquences les cortèges transgressifs (TST) et les cortèges de haut niveau marin (HST) pour les séquences S1, 2 et 3. Les barres bleues représentent la couverture en terme de séquences pour chacun des sites. L'ensemble des sites est localisé sur la Figure 3-3.

3.1.1 LA SEQUENCE S1 A (BURDIGALIEN INFÉRIEUR)

Il s'agit de la formation de la Crémade (*Parize et al., 1997*), datée du Burdigalien inférieur (Figure 3-4, Figure 3-5). Cette formation constitue à l'affleurement une bande NNE – SSW, de largeur inférieure à 1 km, qui peut se suivre depuis le Sud à Saumane vers le Nord au Beaucet et se prolonge plus au Nord encore vers Fonsargoule. Sa puissance dans la vallée de Vénasque est de l'ordre de 60 m. Le toit de cette formation est formé par un intervalle argileux gris beige, qui fournit une nannoflore NN2 – NN4 (*Besson, 2003*) équivalent aux marnes de Fraischamp localisé au Sud du Beaucet (Figure 3-3). La Molasse de Saumane est nettement ravinante sur cet ensemble.

L'essentiel en volume de la formation de la Crémade correspond à un dépôt à dominante silicoclastique daté du Burdigalien et consistant en des sables «verdâtres» (argileux et glauconieux), localement conglomératiques (conglomérat jaune, à galets arrondis et à matrice carbonatée). Les sables verdâtres de la base

sont très proches faciologiquement des sables datés de l'Aquitaniens sur la bordure Ouest de l'Etang de Berre (coupe du Mas des Quatre Vents, cf. annexe). Ce dépôt correspond au TST de la séquence, dont on peut observer la base au niveau de Borie.

Les sables de la Crémade sont entièrement structurés par l'empilement de sets de litages obliques associés à la migration de dunes tidales montrant un transport résiduel vers le Nord (Figure 3-28). Cette architecture évoque en grand celle d'un delta tidal, mais cette hypothèse ne peut être retenue car les faciès de la base, contrairement à ce qui serait attendu dans un delta, sont de plus haute énergie que ceux du sommet. Alternativement, cela pourrait correspondre à la migration vers le Nord d'une ceinture de chenaux tidales (*Dalrymple et al., 2004*). La rétrogradation du système expliquerait le passage vers le haut à des sables massifs très bioturbés en alternance avec de fins niveaux silto-marneux présentant de nombreuses petites rides, qu'on observe au Nord de Saumane. Ces dépôts plus fins et de plus faible énergie peuvent être interprétés comme des dépôts de barres d'embouchure distale.

3.1.2 LA SEQUENCE S1 B ET C (BURDIGALIEN SUPERIEUR)

Ces dépôts constituent l'essentiel du comblement de la paléovallée de Saumane – Vénasque et de la paléovallée de Fontaine de Vaucluse. Leur épaisseur est de l'ordre d'une centaine de mètres (Figure 3-4, Figure 3-5). Il s'agit dans l'ensemble d'une molasse calcaire dans laquelle on identifie dans le détail 4 types de faciès, permettant de reconstituer une organisation verticale en séquence de dépôt : (i) une molasse à dominante silicoclastique constituant le premier cortège transgressif ; (ii) une molasse calcaire constituant les cortèges transgressifs suivants ; (iii) des marnes à Oursins plus ou moins bioturbées sur les surfaces d'inondation maximale ; (iv) des calcaires argileux correspondant aux cortèges de haut niveau.

La séquence S1 est subdivisée en deux unités, S1b et S1c (S1b étant subdivisée elle-même en trois unités élémentaires, S1b1, S1b2 et S1c (Figure 3-4)). Cependant, à cause de la propagation d'un pli synsédimentaire sous la vallée de Vénasque (Besson, 2005), toutes ces unités ne se retrouvent pas sur toutes les coupes. Chacune de ces unités montre une évolution verticale depuis des faciès silicoclastiques mixtes jusqu'à des faciès purement bioclastiques traduisant un environnement plus profond, basé sur des critères sédimentologiques et d'analyse de faune : Echinides, Ostracodes (Besson, 2005) et Foraminifères. En conséquence, ces unités sont interprétées comme des séquences haute fréquence. A toutes les échelles, les dépôts sont aggradants sur les bordures de la vallée, dont la proximité n'influence pas les faciès. L'âge de la série est établi grâce à la présence à St Didier, en position d'interfluve par rapport à la vallée, de *Globigerinoides sicanus* dans les marnes du sommet de S1c.

La base de la séquence S1b est marquée par une importante érosion : la quasi-totalité des dépôts du Burdigalien inférieur est localement érodée. A la base du

remplissage, on observe une surface perforée par des lithophages associés à des galets et encroûtements ferrugineux. La molasse de Saumane, correspond au TST de la séquence S1b. La caractérisation d'une molasse inférieure de Saumane (S1b) et d'une molasse supérieure de Saumane (S1c), correspondant respectivement à des dépôts bioclastiques et à des dépôts mixtes, est justifiée à partir du nord de Saumane en direction de Vénasque (Figure 3-4). Comme pour S1a, l'essentiel en volume de S1b et S1c est constitué par un dépôt aggradant d'unités à litages obliques composés venant en onlap sur les murs de la vallée. Les directions de migration (azimut des surfaces internes d'accrétion) sont le plus souvent vers le Nord ou le Nord Est. Ces corps peuvent être interprétés comme étant les témoins de deltas de flot. Les arguments géométriques attestant la présence des deltas de flot correspondent à des sets de litages obliques associés à la migration de dunes tidales montrant un transport résiduel vers le Nord (flot). Cette architecture évoque le delta de flot, tidal car les faciès de la base sont de plus faible énergie que ceux du sommet. Attention il faut bien distinguer en apparence les deltas, et les dunes. Cela se distingue sur l'architecture des corps et le top des dunes. Le delta va dépendre directement de l'encaissant tandis que la dune sera libre. Cela suggère que l'essentiel du matériel bioclastique provient d'une origine plus distale (Sud), mais une production *in situ* doit être aussi envisagée. On verra par la suite que ce matériel n'est pas transporté sur de grandes distances.

3.1.3 LA SEQUENCE S2 (BURDIGALIEN TERMINAL - LANGHIEN)

Il s'agit de la molasse bioclastique de Saint Gens (Figure 3-4, Figure 3-5). Cette formation représente les plus hauts dépôts miocènes dans les montagnes du Vaucluse. Son attribution au Burdigalien supérieur - Langhien s'appuie également sur des corrélations régionales (bassin de Valréas).

Cette séquence repose principalement sur des dépôts miocènes déformés au cours du miocène inférieur, et notamment sur des marno-calcaires de haut niveau marin ayant subi une altération en domaine continental qui a conduit à la formation d'ocres. La base de la séquence S2 est bien caractérisée par une surface d'émersion comme sous les Gardy ou à Saint Gens. Le complexe transgressif basal de S2 est faiblement développé, sans éléments allochtones travaillés.

Le cortège transgressif est principalement représenté par des calcaires bioclastiques grossiers de couleur (moins de 5 % de Qz), façonnés en barres et dunes tidales. Leur aspect blanchâtre crayeux est lié à l'abondance d'Algues rouges et de Bryozoaires, plus ou moins décarbonatés, décarbonatation se manifestant à la macroéchelle par des karsts. L'exploitation de carrières de Saint Gens permet d'accéder à de nombreux affleurements de S2, permettant de faire des reconstructions 3D des corps tidaux. Le sommet du cortège transgressif, particulièrement bien visible au niveau du site des Roches Rouges, est caractérisé par un système de grandes dunes 3D très appauvries en sables (- de 5 %). Le faciès purement bioclastique de la molasse de Saint Gens peut être expliqué par le confinement de cette zone de dépôt, et l'absence d'apports terrigènes.

3.1.4 CARACTERISTIQUES IMPORTANTES DE S1 ET S2

3.1.4.1 CONFINEMENT MORPHOLOGIQUE ET CORTEGES DE DEPOT

Le cortège transgressif S1 est caractérisé par une augmentation de la taille des corps tidaux bioclastiques vers le haut de la série, ce qui est interprété comme une augmentation de la tranche d'eau.

Au sommet de cette succession, correspondant topographiquement à l'interfluve de la paléovallée, on enregistre une brutale diminution de la taille des dunes, qui sont constituées de wackestones plus riches en marne que les dépôts sous-jacents.

Près de Saumane, cet intervalle de wackestone moule une surface d'érosion enchâssée par des galets glauconieux et de gros bioclastes (les dents de Requins sont importantes, Bryozoaires, Pectens, Echinoïdes ...). Cette surface est interprétée comme une surface de ravinement par les vagues (WRS). Ce changement est interprété comme une diminution de la vitesse des courants de marée, due à une diminution du confinement.

Le cortège de haut niveau de la séquence S1 montre une organisation faciologique particulière. Au nord de Vénasque - Saint Siffrein (Figure 3-13), dans le secteur de Payan (Figure 3-26) ou des Roches Rouges (Figure 3-37), les calcaires argileux sommitaux correspondant à des faciès à miches (dominés houle), présentent à leur sommet des évidences tidales. Bien que ce caractère tidal s'estompe vers le Sud, ceci est un argument important attestant de la pérennité des courants de marée en période de haut niveau marin relatif et de l'effet amplificateur de ces courants exercés par le conduit de la vallée.

La séquence S2 est quant à elle tronquée au sommet par la surface de ravinement par la houle qui a pénéplané le plateau du Vaucluse. Cette surface d'abrasion par la houle est synchrone du maximum d'ennoiement à la fin du Burdigalien (*Anglada et Al, 1988*). L'absence dans ce secteur du cortège de haut niveau marin est due à l'érosion relative à un uplift du cœur de la vallée de Vénasque, qui a été décrit par Besson (2005).

3.1.4.2 CORPS BIOCLASTIQUES

Notre étude apporte quelques précisions sur la composition des corps bioclastiques.

- (i) Tous appartiennent aux cortèges transgressifs des séquences (à tous les ordres de séquence).
- (ii) Les corps bioclastiques ont un caractère subtidal sans indice clair d'émersion.
- (iii) Il y a très peu de corps longitudinaux, par rapport aux formes transverses.
- (iv) On note la présence de faunes toutes typiques d'un domaine marin très ouvert, ce qui suggère un apport par le Sud (courants de flot).
- (v) D'autre part, on peut noter la quasi-absence de matériel argileux.

Ces éléments contrastent avec les systèmes de vallée estuarienne où, même lorsqu'une partie importante des apports sont marins, un biseau avec la dynamique fluviale est observé. Nous comparerons donc le système de la vallée de Vénasque davantage à un système de ria.

3.2 MACROFACIES

3.2.1 INTRODUCTION

Les changements de faciès sont progressifs, verticalement et latéralement et ne suivent pas les découpages stratonomiques. Un même faciès peut se trouver à plusieurs niveaux dans une même unité, marquant ainsi une récurrence dans les conditions de sédimentation, ce qui complique l'utilisation des termes « unité », « séquence » « niveau », ou « membre », dans la subdivision des coupes. Au sein des carbonates bioclastiques, on distingue :

- **Les litages massifs** (Figure 3-6 – A) qui correspondent essentiellement au conglomérat que l'on rencontre à la base des formations de Vénasque ;
- **Les litages bioturbés** (Figure 3-6 – B), dominant vers la partie amont du remplissage de la vallée de Vénasque, là où le remplissage devient plus épais.

Les niveaux bioturbés se présentent sous la forme de bancs et de lentilles atteignant 1 mètre d'épaisseur, à la base des séquences (TST S1c) et au niveau des cortèges de haut niveau marin. Les litages sont dans l'ensemble assez fortement bioturbés ;

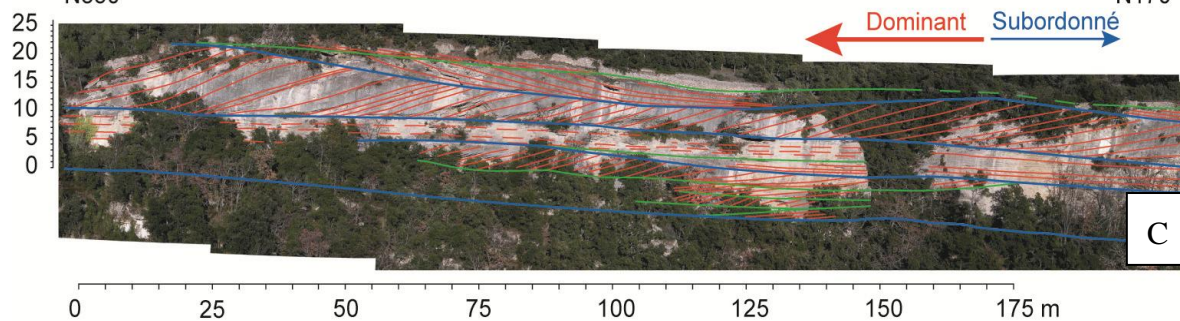
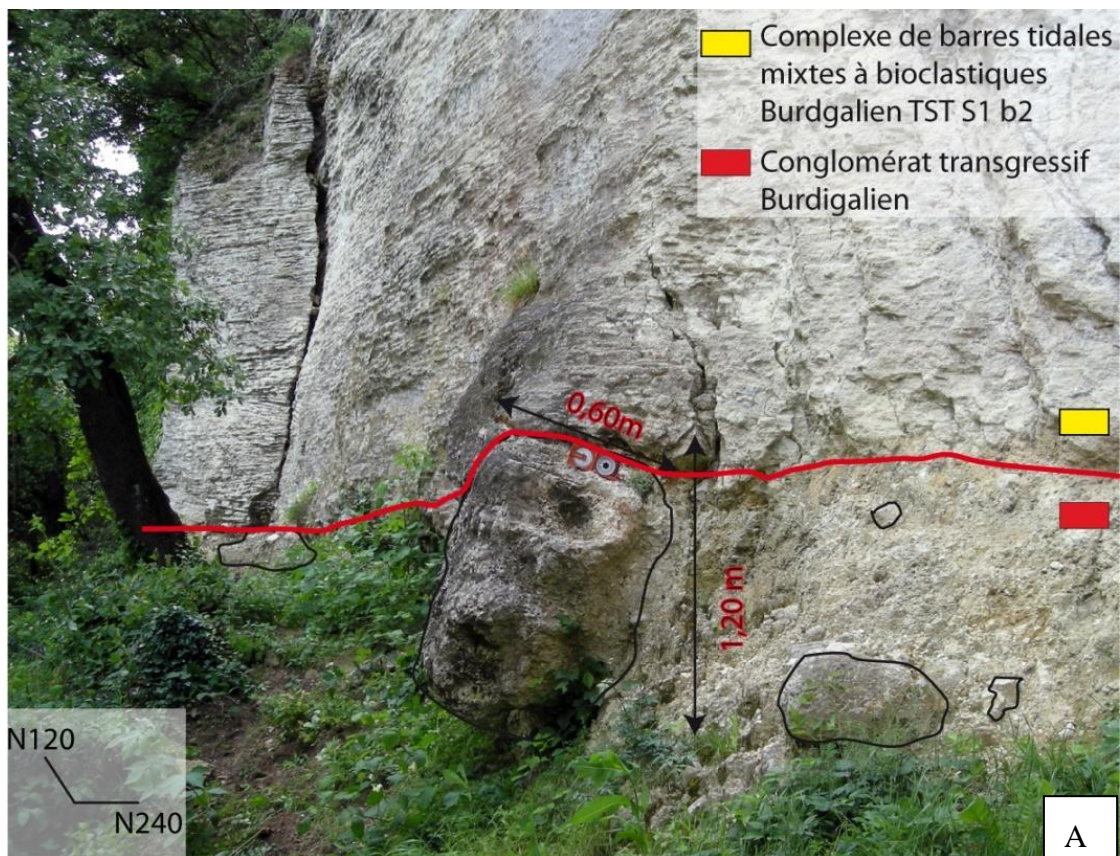
- **Les stratifications obliques à grains grossiers** (Figure 3-6 – C) ;

- **Les stratifications obliques hétérolithiques** (Figure 3-6 – D).

L'analyse de la tranche des carbonates bioclastiques du Vallon de Vénasque, permet de distinguer cinq classes de faciès pertinentes, indépendamment de leur relation à la « grande » architecture. Les coupes types étudiées le long de l'axe de la vallée Vénasque – Fontaine de Vaucluse, montrent une succession de corps bioclastiques allant d'un conglomérat détritique à calcaires bioclastiques et riche en détritique terrigène, à un wakestone bioclastique dont les bioclastes sont de taille millimétrique. Ceci constitue une séquence de dépôt de granulométrie et d'énergie décroissante.

Entre ces deux termes, on a la majorité des dépôts bioclastiques, sable calcaire grossier avec quelques graviers de clasts carbonatés. Le tout est très pauvre en boue, contrairement à ce qui est caractéristique dans les carbonates tropicaux. On observe en revanche une variété importante de textures (grainstone, packstone, rudstone) et d'associations écologiques dominantes (Bryozoaires, Echinodermes, Algues rouges, Foraminifères benthiques, Balanes et plus rarement Lamellibranches).

Les Bryozoaires en particulier présentent une très grande diversité, depuis des formes droites et robustes, jusqu'à des formes branchues (cheilostomes et cyclostomes). Les fragments d'Algues rouges également relèvent d'espèces soit articulées, soit encroûtantes. La diagenèse précoce est relativement mineure, elle inclut les ciments syntaxiaux des Echinodermes et quelques traces de cimentation marine.



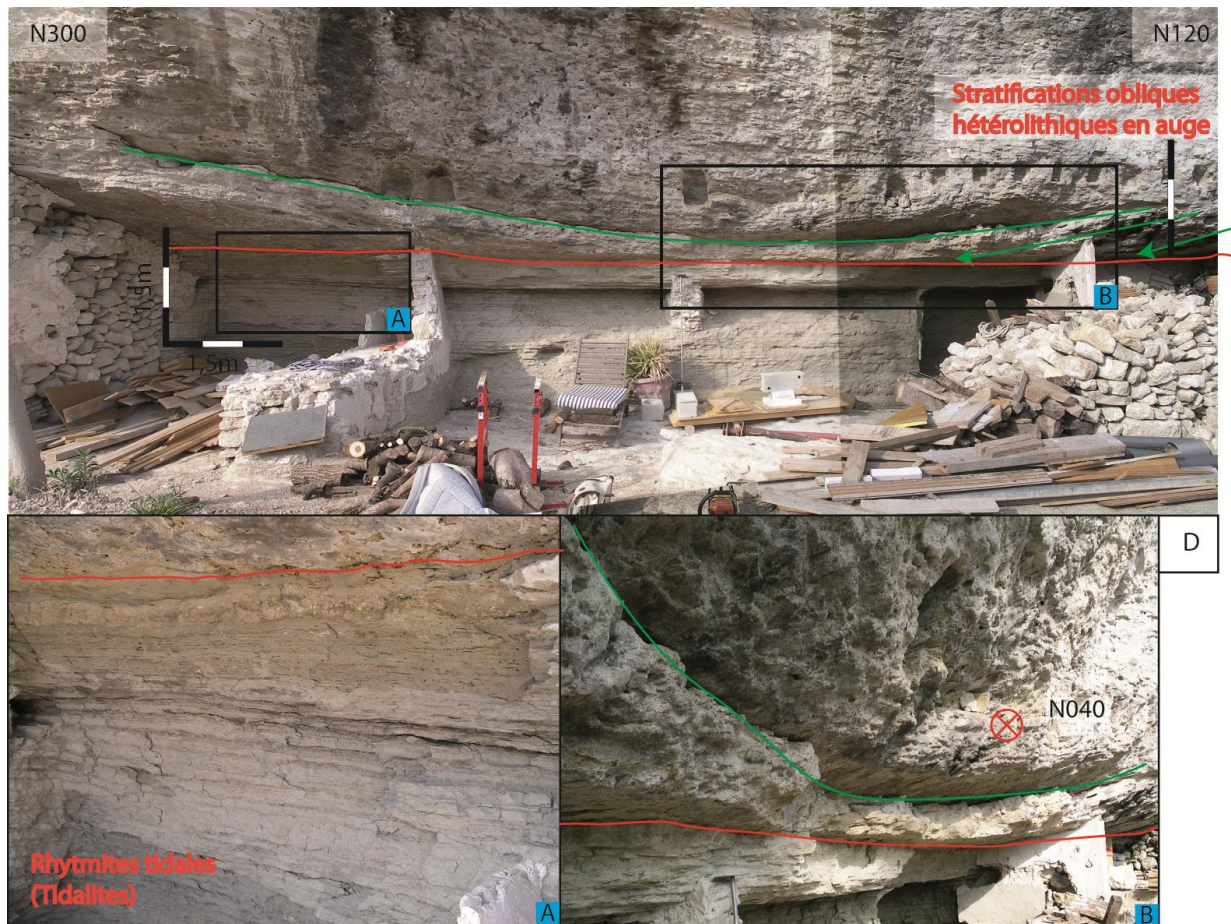


Figure 3-6 : (A) Les litages massifs qui correspondent au conglomérat que l'on rencontre à la base des formations de Vénasque. (B) Les litages bioturbés, ce faciès domine vers la partie amont du remplissage de la vallée de Vénasque, là où le remplissage devient plus épais. Les niveaux bioturbés se présentent sous la forme de bancs et de lentilles jusqu'à 1 mètre d'épaisseur, à la base des unités (TST S1c) et au niveau des cortèges de haut niveau marin. Les litages sont dans l'ensemble assez fortement bioturbés. (C) Les stratifications obliques à grains grossiers. (D) Les Stratifications obliques hétérolithiques.

3.2.2 CONGLOMERAT DE BASE

C'est un calcaire bioclastique gréseux de quelques dizaines de cm à quelques mètres d'épaisseur, à galets polygéniques provenant de la destruction des paléoreliefs locaux (Figure 3-7). Les galets sont très fortement perforés (de même que le mur de la vallée), attestant d'un façonnage marin.

Les niveaux conglomératiques comprennent localement de petits galets de glauconite, ou bien des galets quartzeux à enduit glauconieux, également témoins de leur séjour dans un milieu marin parcouru par les courants. La matrice bioclastique du conglomérat comprend des débris de Bryozoaires, d'Echinodermes, d'Algues rouges (Lithothamnium), de Pecten.

En général, la phase détritique terrigène diminue vers le haut du faciès et les pourcentages de bioclastes augmentent. Aux conglomérats de base, succèdent des stratifications obliques, marquant le passage vers le faciès suivant. Ce passage est souvent progressif et rarement ravinant.

3.2.3 GRAINSTONE RHODALGAL

Il s'agit d'un grainstone à gros débris d'Algues Rouges, de Bryozoaires, d'Echinodermes et de quelques Lamellibranches (Figure 3-7). Ces carbonates se présentent sous forme de bancs compacts d'épaisseur 1-6 m, avec un litage en auge évoluant vers un litage oblique plan vers le toit des bancs. Les limites de bancs correspondent à des

surfaces de ravinement remobilisant et concentrant la fraction grossière du dépôt. Ces surfaces de ravinement sont également généralement marquées par la présence d'éléments détritiques traduisant une évolution des conditions hydrodynamiques.

3.2.4 GRAINSTONE BRYONODERM

Il s'agit d'un grainstone à grands éléments de Bryozoaires, d'Echinodermes, de quelques Algues Rouges, de grands Foraminifères essentiellement benthiques et de quelques Lamellibranches (**Figure 3-7**). Ce faciès correspond à un grainstone constitué de bancs à litage en auges. Comme pour le faciès précédent, les limites de banc correspondent à des surfaces d'érosion. Leurs épaisseurs sont de l'ordre de 5 à 6 mètres suivant les localités.

Les dépôts à la base des cortèges transgressifs sont généralement des grainstones à grain grossier, dominés par des Bryozoaires, des Echinodermes et des Foraminifères benthiques avec des taux moins élevés de Lamellibranches, de Balanes, de Serpulides et de fragments d'Algues corallinacées. Les Bryozoaires sont des flexibles droits et robustes et des branchus (cheilostomes / cyclostomes). Les formes de Bryozoaires à squelettes légers (correspondent aux embranchements délicats et articulés et aux formes de croissances foliées) se localisent à l'intérieur des mégarides, tandis que les formes à squelettes lourds (embranchement robuste plat, en fenêtre et les formes de croissances en nodule / arborescente), se positionnent principalement à la base des bancs.

3.2.5 PACKSTONE MOLECHFOR

C'est un faciès jaunâtre à blanchâtre très massif composé de débris d'Algues rouges, de Bryozoaires, d'Echinodermes et de quelques Lamellibranches (**Figure 3-7**). Son épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. En terme de

volume, ce faciès est dominant par rapport aux autres faciès bioclastiques. Il constitue la partie supérieure des cortèges transgressifs. Ce microfaciès résulte de l'accumulation, après transport, de bioclastes divers. La plupart de ces bioclastes sont en débris assez bien triés. La matrice peu abondante est généralement recristallisée.

Le passage vers le faciès suivant est progressif et est constitué par la diminution de la granulométrie et par l'installation de certains organismes fouisseurs - *Scolicia* et de *Thalassinoides* qui mélangent le sédiment.

3.2.6 WACKSTONE MOLECHFOR

Ce faciès correspond à un calcaire à fins débris d'Algues Rouges, d'Echinodermes et de quelques Bryozoaires (**Figure 3-7**). La proportion en Foraminifères pélagiques est beaucoup plus importante que dans les faciès précédents. Ce calcaire peut présenter un litage légèrement ondulé, ou ne comporte pas ou peu de stratifications en raison de la bioturbation de *Scolicia* et de *Thalassinoides*. Ce faciès Molechfor est aussi caractérisé par une diminution de la granulométrie vers le haut de la série burdigalienne. Au sommet, les niveaux sont plus lithifiés que le reste de la série et ont tendance à se terminer par une surface durcie, qui pourrait correspondre à une surface de discontinuité sédimentaire.

3.2.7 MUDSTONE à FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

Ce faciès est constitué de tout petits débris bioclastiques de l'association micropaléontologique où dominent les espèces planctoniques (**Figure 3-7**). Il est présent dans les cortèges de haut niveau marin.

Les Foraminifères présents sont principalement benthiques, mais on note aussi quelques planctoniques. Les petites formes sont généralement plus petites que

500 μm dans leurs plus grandes dimensions et incluent les Textulariidae, Miliolae et les Rotalidés. Les grands Foraminifères sont plus grands que 500 μm de long et sont principalement représentés par des Amphistégines.

Bien que la taille des grains soit comprise entre 0.03 mm (argile) et 5 cm (galets), la taille des grains varie du sable fin à grossier (0.1 à 1.5 mm). Des grains de quartz et de glauconite variant de la taille des argiles à celle des graviers sont

présents, à hauteur en moyenne de 5 à 10 % du volume, mais peuvent représenter jusqu'à 50 - 60 % du volume.

La diagenèse précoce est relativement peu importante et inclue la cimentation syntaxiale des Echinodermes et quelques faciès spécifiques de cimentation marine isopaque (hardground). On peut noter que l'on n'enregistre pas de diagenèse d'enfouissement (à savoir de la pression-dissolution qui se traduirait par des stylolites).

Liste des faciès	Abondance des grains squelettiques carbonatés (%)	Taille des grains squelettiques (mm)	Abondance des grains non squelettiques (%)	Taille des grains non squelettiques (mm)	Matrice et Ciments	Microstructures et Ichnofaciès	Stratification d'affleurement (Architecture)	Localisation principale
Mudstone	Foraminifères benthiques et pélagiques	0,25 - 0,5 mm Foraminifères	Qz < 10%	< à 1 mm	Micrite : boue carbonatée, faiblement cimentée	Laminations éparses, interrompues par des traces de bioturbations Thalassinoides	Stratification en auge hétérolithique	HST et à la base des transitions de Séquences HF
Conglomérat détritique massif	Quelques Chlamys, Bryozoaires, nombreuses traces de perforations de 1 mm à 10 mm de diamètre	5 - 30 mm Lamellibranches + dents de Requins	Conglomérat hétérogène très haute densité, supporté, galets perforés, glauconie ~ de 70 à 75 %	5 - 20 mm - (150 cm conglomérats de base)	Matrice carbonatée	Remplissage de matrice dans les bioturbations sur tous types d'éléments	Chenaux, peu de litage	U1 - pour le conglomérat massif de transgression et à la base des unités
Calcaire gréseux Grainstone	Principalement des Bryozoaires	5 - 10 mm Grands Bryozoaires	Jusqu'à 60 % pour la molasse supérieure de Saumane + glauconie	3 mm	Ciments		Grandes vagues de sables composites	TST S1 b1 - Saumane
RHODALGAL - Calcarénite	Algues Rouges, Bryozoaires, Echinodermes, Foraminifères benthiques, Lamellibranches	6 - 12 mm	< 10 % de Qz	de 3 à 6 mm	Ciments fibreux, ciments syntaxiaux autour des plaques d'Echinodermes	Litage plus fins bioturbés	Stratification oblique simple, bancs massifs à grain grossier, lamines à grain grossier dans les Mudstones	Base des barres, principalement U2 - Colonisation
BRYONODERM - Calcarénite	Bryozoaires, Echinodermes, Algues Rouges, Foraminifères benthiques, Lamellibranches	2 à 4 mm / 12 mm grands Bryozoaires	7 - 10 % de Qz, jusqu'à 15 % de qz	de 3 à 6 mm	Micrite entourant les grains, ciments fibreux, syntaxiaux autour des plaques d'Echinodermes	Laminations hétérolithiques + traces de bioturbations à la base des unités + drapages argileux	Stratification oblique multidirectionnelle. Séparé par des surfaces de discontinuité au sein des séquences.	Cœur des barres au sein des unités à grains grossiers.
MOLECHFOR - Packstone	Foraminifères benthiques, pélagiques, Echinodermes, Lamellibranches, débris	2 à 3 mm / 15 mm Echinodermes	< 2 - 3 % de Qz	de 1 à 2 mm	Micrite présente en quantité plus importante.	Bioturbations fréquentes à la base ; Thalassinoides et Scolicia	Aspect massif avec une stratification moins oblique	Cœur des barres au sein des unités
MOLECHFOR - Wackestone	Foraminifères benthiques, Echinodermes, + débris fins Lamellibranches,	0,01 - 3 mm - 10 mm Echinodermes	< 2 - 3 % de Qz Granoclassement positif	de 0,5 à 1 mm	Micrite présente en quantité plus importante.	Bioturbations assez importantes Thalassinoides et Scolicia	Litage ondulé avec pas ou peu de stratification (bioturbation).	Remplissage massif des HST (Cortèges de haut niveau marin)

Figure 3-7: Tableau synthétisant les attributs des principaux faciès constituant la formation des carbonates bioclastiques de Vénasque et leurs relations par rapport à l'architecture et aux séquences. On distingue principalement les mudstones, les conglomérats détritiques massifs, les calcaires gréseux, les calcarénites (Rhodalgal, Bryonoderm), les packstones et les packstones (Molechfor) en fonction de la composition et de l'abondance des grains squelettiques / non squelettiques.

3.3 CORPS SEDIMENTAIRES

3.3.1 LITAGES

Après avoir présenté d'une manière générale les séquences de dépôt et les faciès, il est nécessaire maintenant de détailler l'organisation géométrique à toutes les échelles. L'alternance de bancs résistants et de bancs à litages horizontaux plus mous, donne sur des affleurements « frais » une apparence fortement stratifiée, ce qui a été utilisé, après vérification de la cause de ces alternances, dans le suivi des structures en panorama photo.

Les formations de la vallée de Vénasque sont constituées de complexes de différents types de dunes hydrauliques de grande échelle, formant des successions de 25 à 50 m d'épaisseur, constitués de stratifications obliques, avec des litages élémentaires orientés de manière prédominante vers le Nord, c'est-à-dire vers l'apex de la vallée de Vénasque (Figure 3-10). Ceci implique une prédominance des courants de flot dans la construction de ces dunes hydrauliques. En détail, les stratifications montrent aussi de nombreuses surfaces horizontales et planes, qui sont définies par du litage plan, des surfaces de limites d'unités et des surfaces de troncature ou d'aggradation à différentes échelles à l'intérieur des sets. Dans les litages plans, on observe de nombreuses traces de bioturbation. A part de rares traces de bioturbation de *Scolicia* et de *Thalassinoides*, les litages plans sont dépourvus de ces structures sédimentaires primaires. Les bioturbations ont érodé toutes les structures physiques primaires dans les siltstones et les carbonates à litage plan.

3.3.2 STRATIFICATIONS OBLIQUES

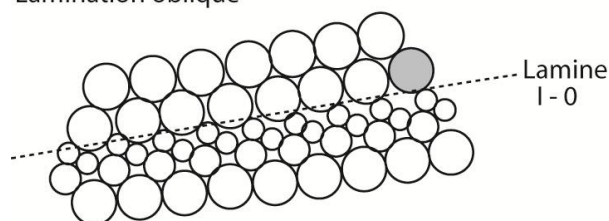
La plupart des corps à stratifications obliques sont dans le faciès de grainstone Rhodalgai ou Bryonoderm. L'architecture des corps sédimentaires reflète d'une part les

directions de migrations des corps sédimentaires et d'autre part les directions des courants dominants (en l'espèce, les courants de marée). Les stratifications obliques sont principalement définies par l'organisation interne, l'épaisseur des sets, la forme des foresets et leur surface de base (Anastas *et al.*, 1997). On distingue plusieurs niveaux emboîtés de stratification (Figure 3-9) :

- **Niveau 1 : Sets de lamines**

Chaque lamine est limitée par une surface conforme Io, horizontale ou oblique. Dans le deuxième cas, les grains représentent l'unité du foreset de petites rides.

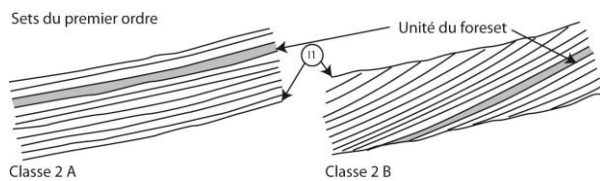
Lamination oblique



- **Niveau 2 : Sets de premier ordre**

Il s'agit de sets d'épaisseur décimétrique, à litage oblique plan ou oblique arqué (**classe 2A**) ou bien à litage plan parallèle (**classe 2B**). Les lits plans à lamination plane parallèle sont soit obliques et comprises entre 8 et 25 ° pour la classe 2A (oblique plan / arqué), soit sub horizontale et comprises entre 1 et 10° pour la classe 2B). Les limites de set (I1) sont généralement érosives et inclinées par rapport à l'horizontale. Ces sets montrent une plus grande abondance de grains de quartz détritiques que les sets à litage oblique. Les lamines internes à ces sets à litage plan parallèle correspondent à des avalanches sur le flanc raide (foreset) de grandes dunes tidales. Leur pendage indique la direction de migration de ces dunes. Les lits obliques mesurent de 2 à 16 cm d'épaisseur et de 1 à 10 m de long. Le pendage de ces litages est compris entre 7 et 24 °. Les sets à litage oblique, souvent intercalés entre les sets à litage plan parallèle, correspondent à de petites dunes superposées aux foreset des grandes dunes. La migration relativement

rapide et continue des dunes empêche la bioturbation d'homogénéiser le sédiment (notamment celle des Echinodermes).

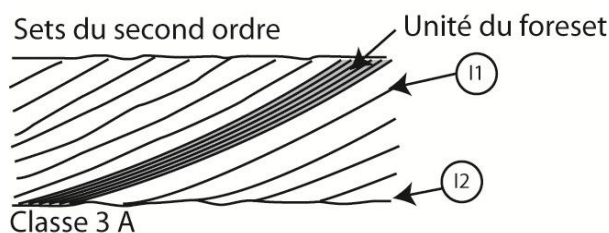


• **Niveau 3 : Sets de second ordre**

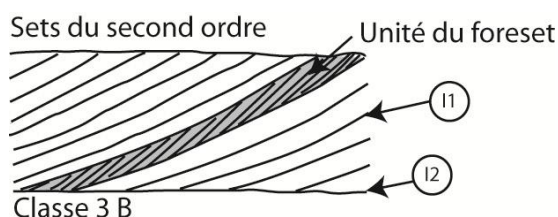
Trois classes de sets de second ordre, simples, composés et composés-composés avec au moins 2 ordres de surfaces internes sont décrits. Ces sets ont une épaisseur de 20 à 450 cm.

Les limites inférieure et supérieure (I2) des sets de second ordre sont horizontales ou très peu inclinées. Les successions correspondantes sont granocroissantes. Ces architectures sont produites par la migration de grandes dunes 2D ou sinueuses. Chacune comporte des litages obliques plan, obliques arqués et en auge, en fonction de la forme des foresets et la limite de surface inférieure.

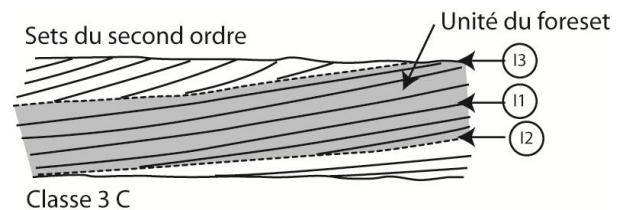
- Les sets de second ordre simple (Classe 3A) sont limités par des surfaces I2 et sont constitués de l'accrétion de sets de Classe 2A.



- Les sets de second ordre composés (Classe 3B) sont limités par des surfaces I2 et sont constitués de l'accrétion de sets de Classe 2B.



- Les sets de second ordre composés-composés (Classe 3C) correspondent à un motif d'accrétion de sets de Classe 3A ou 3B, limités par des surfaces d'érosion de grande échelle (supérieure au décamètre) et de pente variable (5-25°). Ils représentent le chevauchement de grandes dunes 2D ou sinueuses composites. Ils sont limités par des surfaces I3.



• **Niveau 4 : Les successions stratifiées obliques**

Une succession stratifiée entrecroisée est ici définie comme étant une succession verticale de sets de 1^{er} ordre et de 2nd ordre qui contiennent une organisation géométrique interne particulière. Cette organisation est essentiellement le résultat de changements verticaux et latéraux dans l'épaisseur des sets. Ces changements reflètent la morphodynamique du système dunaire et peuvent être caractéristiques d'un type d'une succession de faciès. Ces successions sont limitées par des surfaces I4 et leurs enveloppes définissent des corps sédimentaires de niveau 4.

- Les successions à litage horizontal (Classe 4A) sont interprétées comme étant le produit de l'aggradation à l'état stationnaire de dunes simples et composées (Figure 3-8). Elles mesurent jusqu'à 10 m d'épaisseur, pour une longueur d'une centaine de mètres.

- Les successions de formsets (Classe 4B) correspondent à des séquences de litage montrant la construction puis la fossilisation de grandes dunes (Figure 3-8). Elles font de 3 à 7 mètres d'épaisseur et 10 à 40 m d'extension latérale (parallèlement à la direction de migrations des dunes). Les

surfaces d'I2 et d'I3 sont parallèles à la crête des morphologies préservées, qui sont généralement rectilignes. La surface I4 de base, généralement plane et horizontale, sert de référence pour l'estimation du pendage des surfaces internes. La surface I4 sommitale moule le bedform fossilisé. Les surfaces I3

pendent généralement vers l'amont du courant dominant, repéré par la direction d'accrétion des surfaces I1. Les sets de niveau 3 sont plutôt stratocroissants du côté aval des corps de niveau 4 et plutôt stratodécroissants du côté amont.

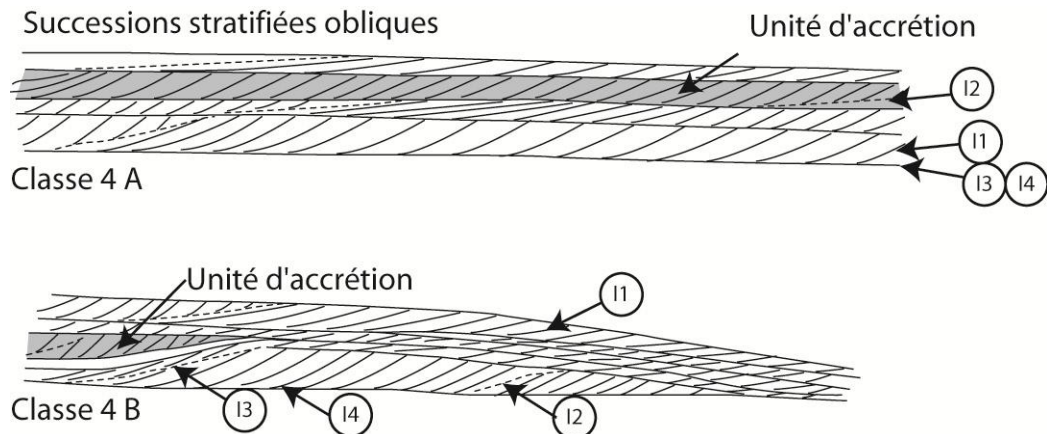


Figure 3-8: Successions stratifiées obliques, à litage horizontal (classe 4 A), et successions de formsets (classe 4 B). On distingue en gris les unités d'accrétion. Les successions stratifiées obliques sont constituées des surfaces I4, I3, I2, I1 et I0 présentées précédemment.

3.3.3 INCIDENCE DE CES ARCHITECTURES

Les différents niveaux de sets à stratification oblique sont attribués à différentes architecture de dunes, simples ou composées. Des dunes de cette hauteur (de 3 à 8 m) dans des sédiments carbonatés grossiers suggèrent une vitesse de courant de l'ordre de 50 cm/s ou plus, similaire à ce qui est observé dans l'actuel (*Harms et al., 1975; Harris,*

1988). La hauteur minimale des dunes implique une bathymétrie de l'ordre de 40 m (*Yalin et al., 1963 ; Allen, 1980 ; Anastas et al., 1997*).

On note que les plus grands corps sédimentaires observés sont des dunes, comme c'est souvent le cas dans les remplissages de vallée sous-marine (ex. *Anastas et al., 1997, 2006*). On souligne l'absence de structures en accrétion latérale (bancs et barres de chenaux).

Niveau	N°/ Surface - Classe	Dimensions H / L / ép	Organisation	Pendage des surfaces	Unité du Foreset	Forme de la surface basale	Forme de l'unité du Foreset	Direction d'accrétion : direc migration lee / direc transport séd	Mécanisme de formation
lamines de sets - rides	1A - aucune	e = 3 - 10 mm	bioclastes alignés, lamines	$I_0 < 20^\circ$	le grain	na	na	na	traction, écoulement solide, chute de grains
Les Mégarides - Sets du 1er ordre	2A - Set à litages plans et lamines concordantes	e = 2 - 25 cm L = 1,5 - 12 m	tabulaire	$I_1 = 8 - 25^\circ$	lamination entrecroisée	plane	plan à ondulé	oblique à légèrement vers l'avant	Intervalles de dépôts séparés par des périodes d'augmentation silicoclastique
	2B - Set à litages plans et lamines discordantes	e = 2 - 25 cm L = 1,5 - 12 m	tabulaire	$I_1 = 1 - 10^\circ$	lamination entrecroisée	plane	plan à ondulé	oblique à légèrement vers l'avant	intervalles de dépôts séparés par une surface d'érosion I1
Complexes de Dune - Sets du 2nd ordre	3A - Simple	e = 0,2 - 4 m	droit, plan	$I_2 < 10^\circ$	set de 1er ordre (Classe 2A)	plane	direct	vers l'avant de la dune	migration de dune directe et à crêtes sinueuses sans dunes au lee side (côté aval) surimposé
		L = 5 - 10 m	sinueux, plan			plane	sinueux		
						auge large /prof	sinueux		
	3B - Composée	e = 0,2 - 45 m	droit, plan	$I_2 < 10^\circ$	set de 1er ordre (Classe 2B)	plane	direct	vers l'avant de la dune	migration de dunes composées créées par une fluctuation du courant
		L = 10 - 25 m	sinueux, plan			plane	sinueux		
						auge large /prof	sinueux		
	3C - Composée - Composée	e = 0,3 - 45 m	droit, plan	$I_3 < 10^\circ$	Set de 2nd ordre (Classe 3A et 3B)	plane	direct	vers l'avant de la dune	migration de dunes composées composées créées par une fluctuation du courant
		L = 5 - 100 m	sinueux, plan			plane	sinueux		
						auge large /prof	sinueux		
Successions stratifiées obliques	4A	e = 10 m		$I_4 = 0^\circ$	Set de 2nd ordre (Classe 3A, 3B et 3C)	aucune	direct, corps tabulaire sinueux	vers le haut du complexe	dunes, sous régime de courants réguliers
		L = 100 m							
Complexes de barres et de dunes	4B	e = 3 - 7 m		$I_4 > 0^\circ$ à qq degrés	Set de 2nd ordre (Classe 3A, 3B et 3C)	aucune	direct, tabulaire sinueux, et corps taillés en biseaux	Vertical et légèrement vers l'avant	dunes, sous régime de courants variables
		L = 10 - 40 m							

Figure 3-9: Tableau synthétique des principales architectures observées sur l'ensemble des affleurements (classification initiale d'après Anastas et James). On distingue les niveaux, classes, et variétés des stratifications obliques au sein des carbonates bioclastiques de Vénasque. On peut noter que dans la hiérarchisation, les lamines de sets I0 constituent l'unité du foreset des sets de 1er ordre, qui eux-mêmes constituent l'unité du foreset des sets de 2nd ordre. Les sets de 2nd ordre constituent l'unité du foreset qui forme les successions stratifiées obliques, observées et décrites précédemment au niveau de l'ensemble des falaises de la vallée de Vénasque.

3.4 ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE

3.4.1 LOCALISATION DES PANORAMAS ET DES AFFLEUREMENTS

- La molasse de Saumane (S1b) est géométriquement bien contrainte dans la vallée de Saumane – Vénasque (Figure 3-10). Dans le virage de Saumane, on observe particulièrement bien la base de la séquence S1b.

- La paléovallée de Saumane (parallèle aux Monts de Vaucluse) se suit sur plus de 6 km entre Saumane et le sud de Fonsargoule (Figure 3-10). Au nord de l'axe Beaucet – Saint Gens, cette vallée s'ouvre en deux :

- La branche principale orientée au N25° se dirige vers Vénasque sur 3 km

(Figure 3-11). Elle est représentée par les panoramas de Vénasque (10 à 18) et le panorama des Espuys en vis-à-vis.

- La branche orientale se dirige vers l'Est. Elle est représentée par le panorama de Fonsargoule - Payan sur 2 km. Elle semble être un tributaire de la principale vallée de Vénasque.

- Dans une partie plus aval de la vallée principale, seront étudiés les panoramas des Roches Rouges et de la carrière de Saint Gens, qui permettent d'observer respectivement la forme du contact (transversale) entre l'Oligocène et le remplissage miocène et le cortège transgressif TS2 dans la carrière de Saint Gens (Figure 3-10). Cela permettra notamment d'avoir un aperçu 3D extrêmement précis.

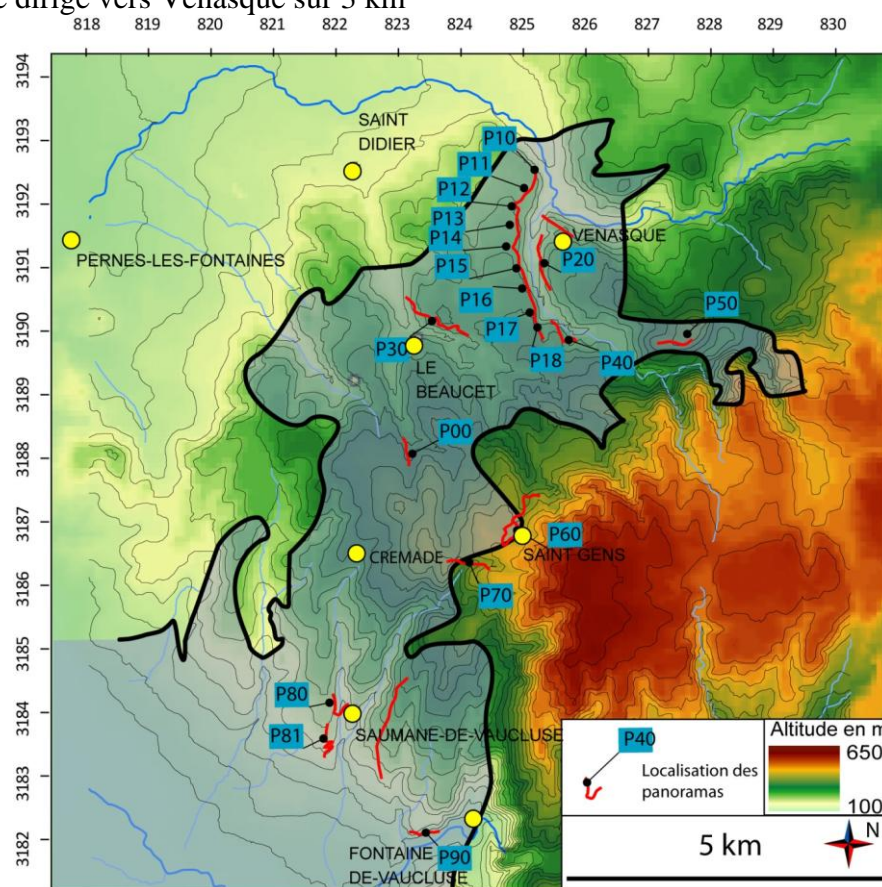


Figure 3-10: Carte de localisation (au 1/50000) des sites de l'ensemble des panoramas (traits rouge) étudiés sur la formation de la vallée de Vénasque. Les traits noirs fins correspondent aux principales courbes de niveau (équidistance de 25 m). On distingue en gris la délimitation de la vallée du secteur de Vénasque (amont) – Fontaine de Vaucluse (aval) délimitée par le trait noir épais.

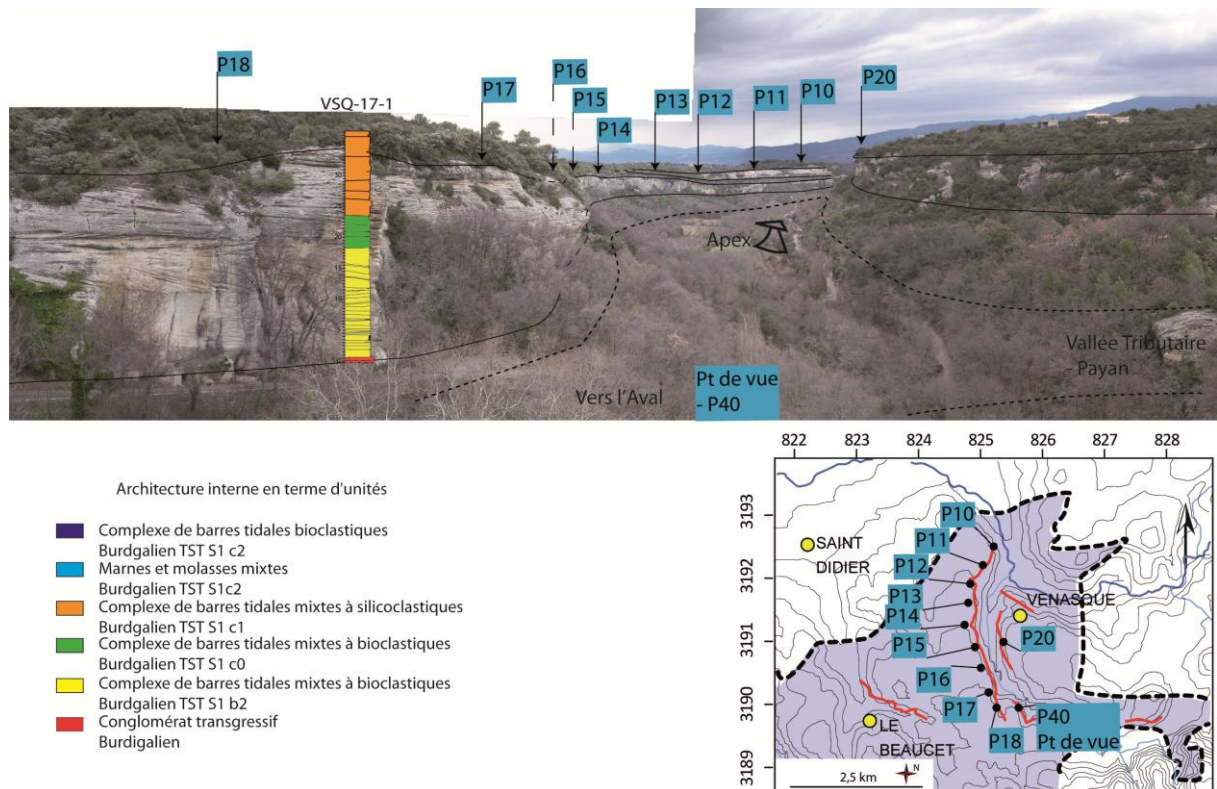


Figure 3-11: Vue Panoramique du remplissage de la vallée incisée Burdigalienne avec la localisation des différents panoramas illustrant l'architecture interne de ce remplissage. L'érosion quaternaire a ré-entaillé le comblement initial laissant apparaître d'impressionnantes falaises. On peut noter que le point de vue est pris depuis Fonsargoule (P40 X : 3190,950, Y : 826,325). Le panorama des Espuys qui est sur le Flanc Ouest (P20) est en vis-à-vis avec le flanc Ouest de la vallée de Vénasque (actuelle) c'est-à-dire les panoramas P15 et P14.

3.4.1.1 PARTIE SEPTENTRIONALE DE LA VALLEE DE VENASQUE – JOUVENAL – ESPUYS (S1 B/c)

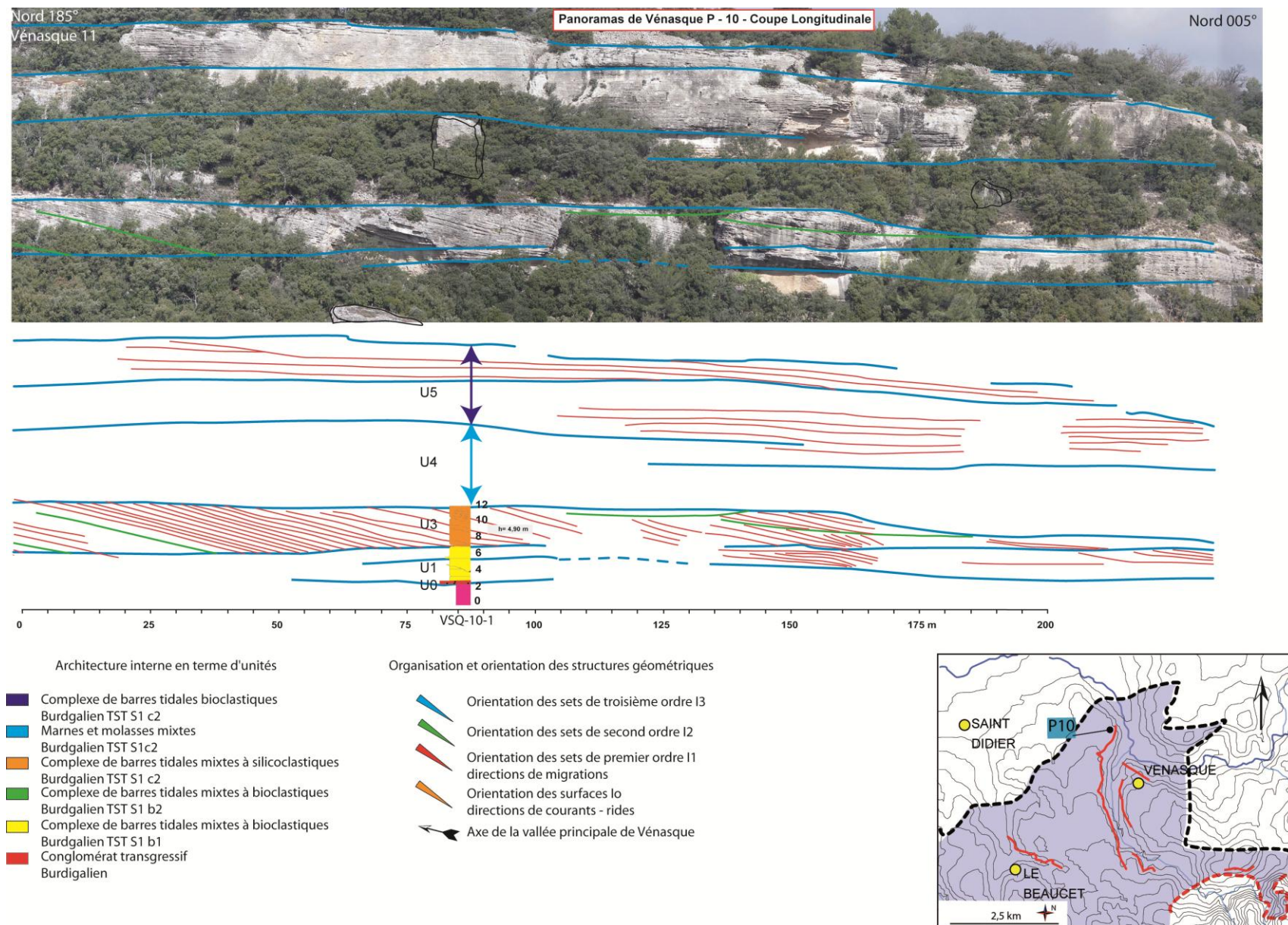


Figure 3-12: Panoramas P10, situé au nord de l'affleurement de Vénasque, localisé sur la Figure 3-10. (X: 825,15; Y: 3192,55)

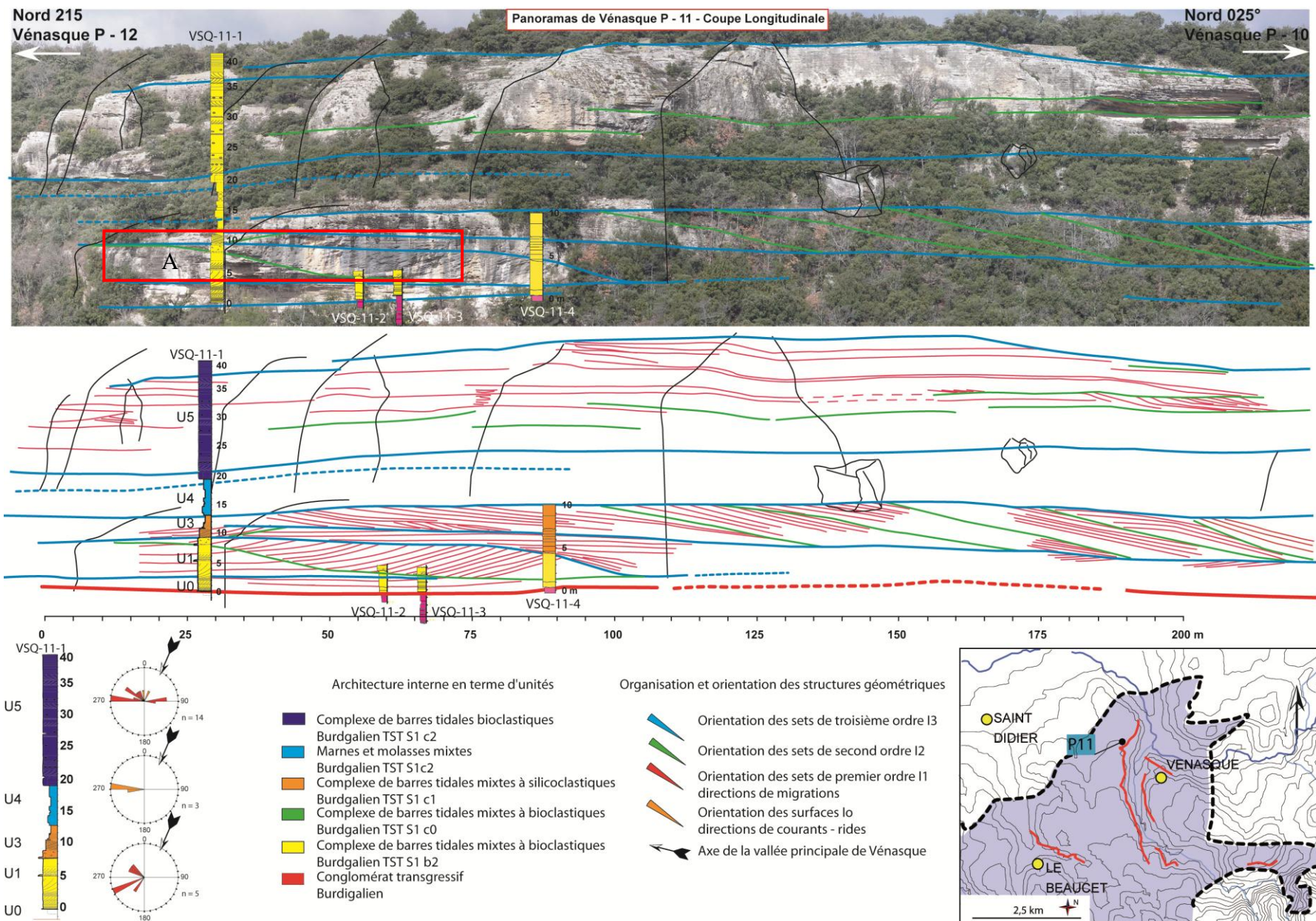


Figure 3-13: Panoramas du site de Vénasque – Saint Siffrein P11 localisé sur la Figure 3-10 présentant les successions de barres bioclastiques composées et de grandes dunes dans le cortège transgressif TST S1b et TST S1c, ainsi que les logs positionnés. Sur les logs on distingue les différents TST S1b et c, ainsi que les différentes directions de migrations des corps sédimentaires et les directions de courants. Localisation sur la Figure 3-24 (X : 824,90 ; Y : 3192,25).

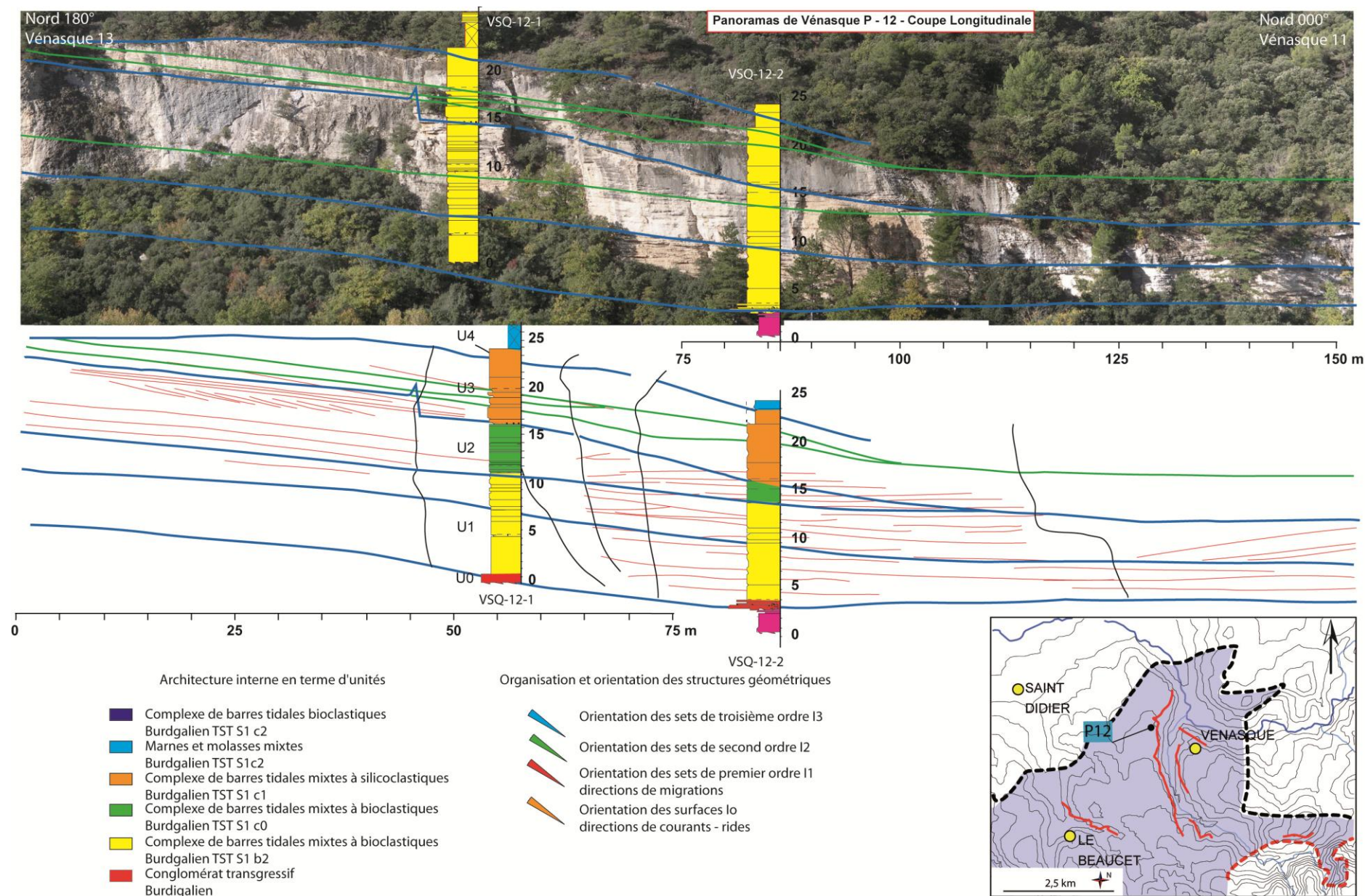
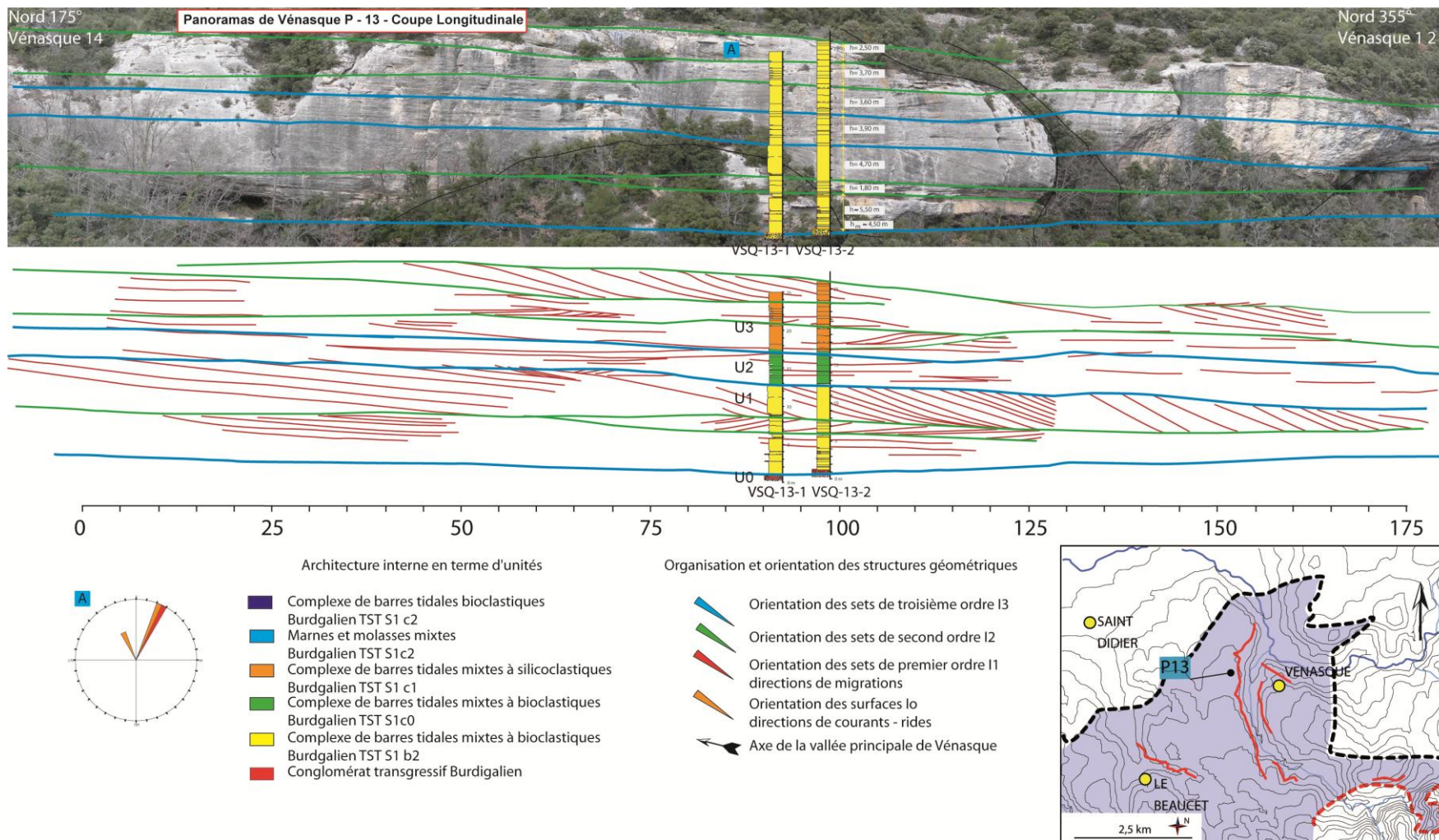


Figure 3-14: Panoramas P 12 du site de Vénasque, se situe au sud du panorama précédent. Le sommet de l'U 3 est recouvert au sommet par une épaisse série marneuse et molasse mixte et laisse apparaître au sommet de cette U4 la formation U5 (non visible sur ce panoramas). On note que l'U2 (vert) est érodée en biseau par l'U4 sus jacente. (X : 824,80 ; Y : 3192,00)



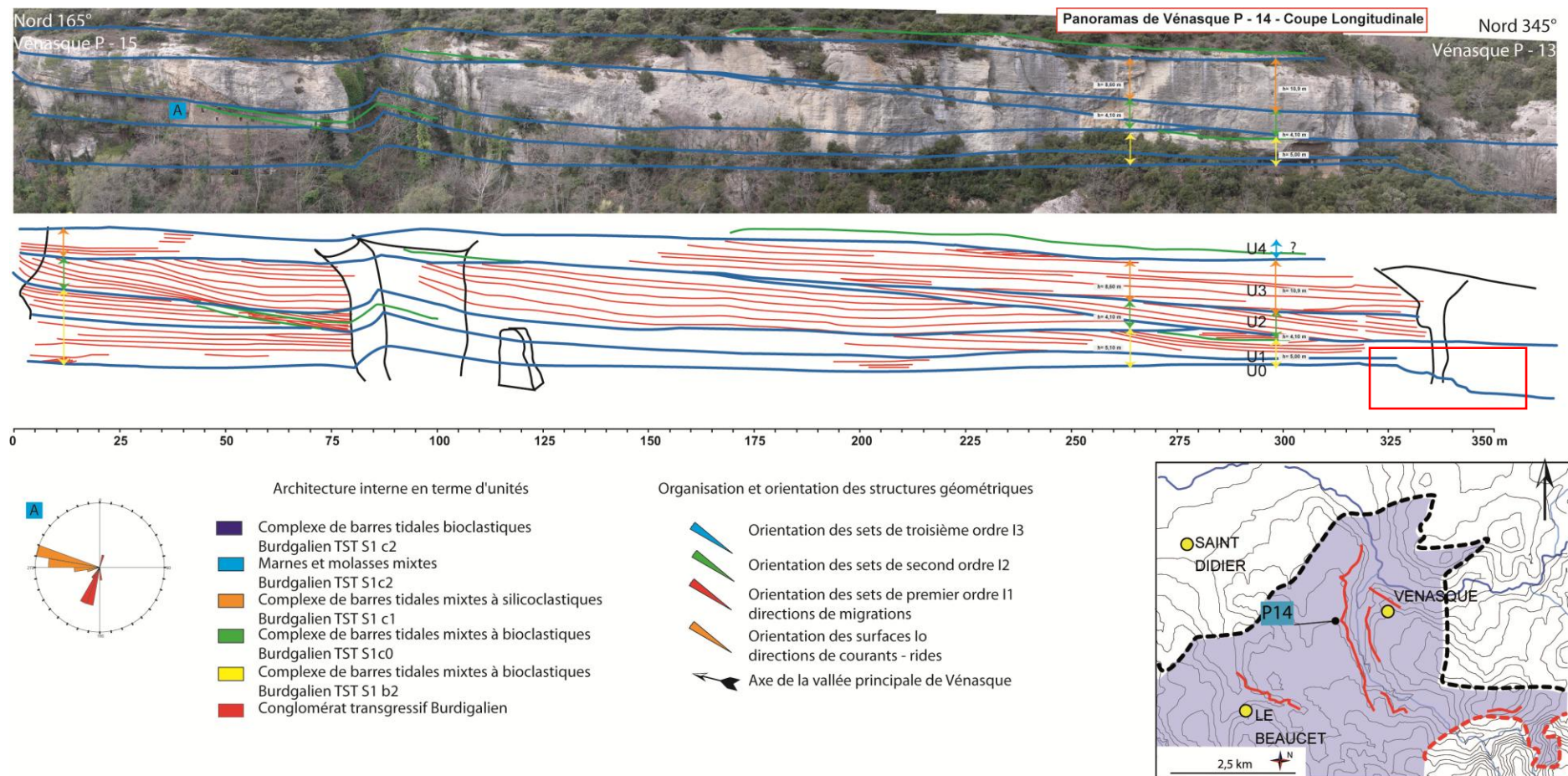


Figure 3-16: Panoramas P14. L'unité 4 n'est plus surmontée par l'Unité 5 qui était très épaisse au niveau de P10 et de P11. L'U5 sus jacente se termine progressivement à l'aplomb de ce panorama. L'U 4 devient le sommet de la formation. L'U2 forme de grandes structures en auge, avec un pendage apparemment faible. Le sommet de l'U1 est caractérisé par une structure en banc tidal, qui correspond à une barre longitudinale. On distingue à droite du panorama au niveau d'U0 une grosse incision dans l'Oligocène (cadre rouge). Localisation sur la Figure 3-10 (X : 824,80 ; Y : 3191,45)

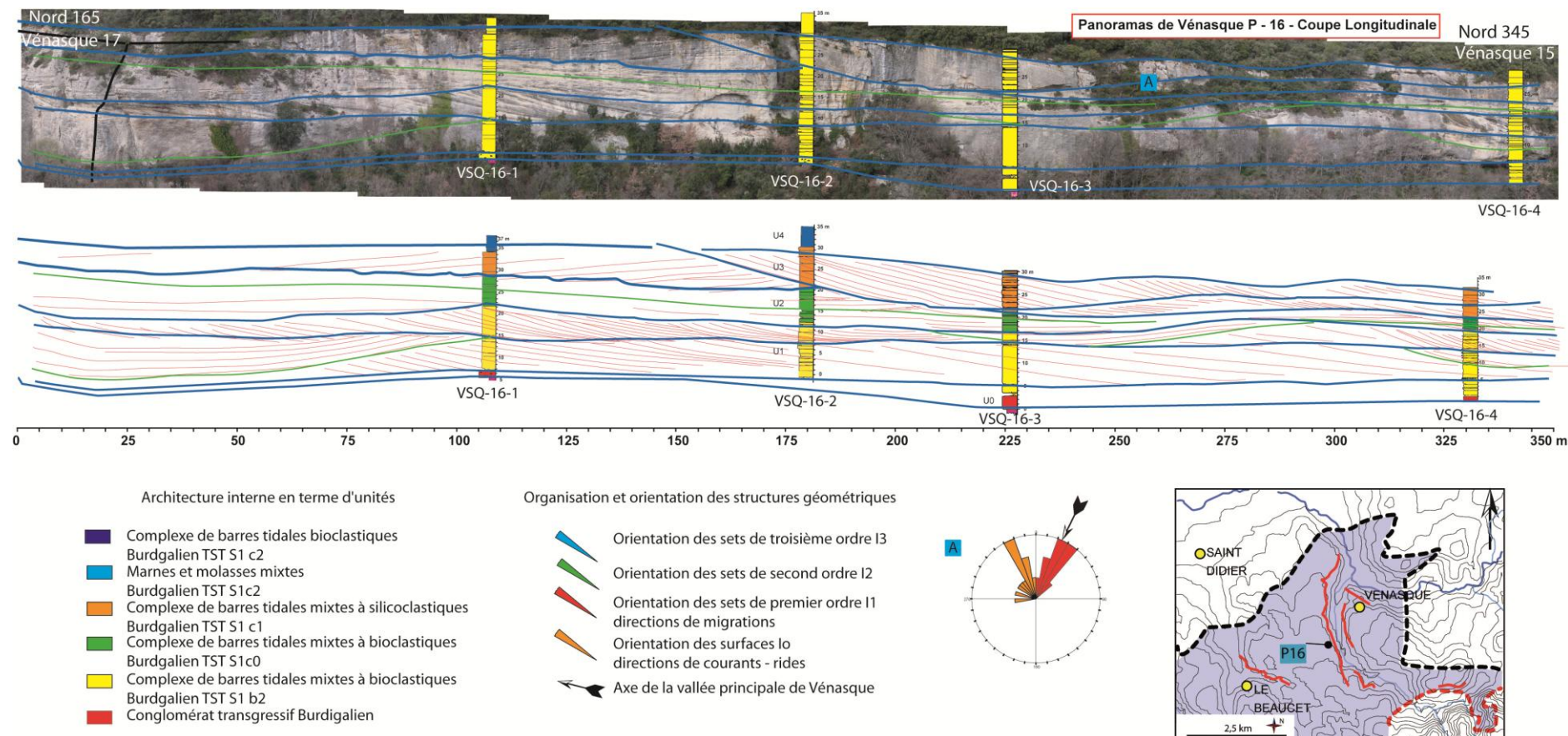


Figure 3-18: Panoramas P 16 de Vénasque, permet d'illustrer sur une grande surface, les U1 et U3, qui sont particulièrement bien caractérisées par des systèmes de barres longitudinales (banc tidaux), avec de grandes longueurs d'onde. Localisation sur la Figure 3-10 (X: 824,90; Y: 3190,55)

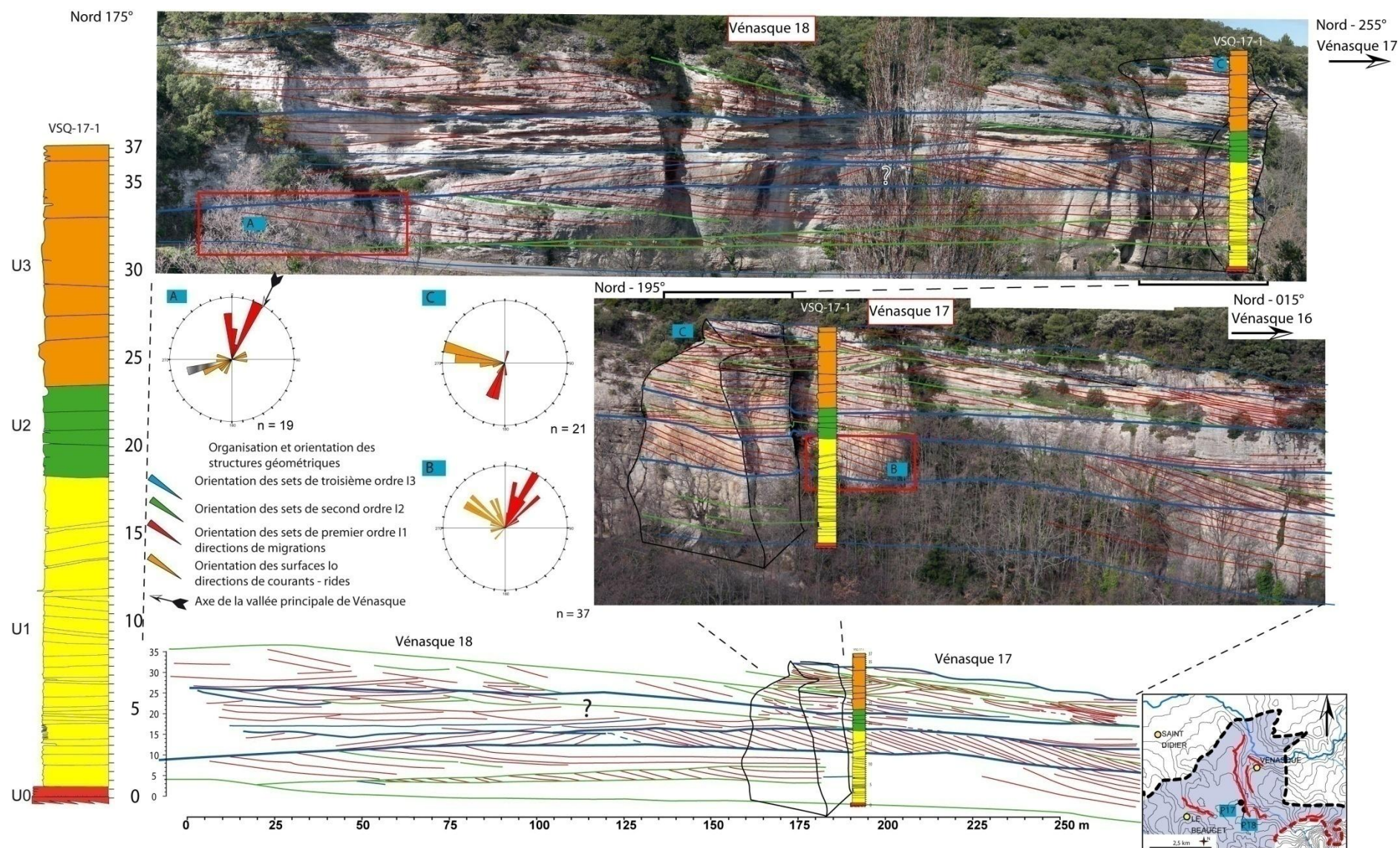


Figure 3-19: Panoramas P17 – P18 - du site de Vénasque – Jouvenal, localisé sur la Figure 3-10. L'organisation architecturale est perturbée par l'arrivée du système tributaire (branche Ouest) de Payan – Fonsargoule (P – 40). Cependant on distingue très clairement les U1 et U3 caractérisées par des structures longitudinales en B et C (bancs tidaux). Le détail de l'organisation et de l'orientation des structures du cadre rouge A est représenté en Figure 3-33 et en Figure 3-34. Le détail des bancs tidaux (cadre B) est représenté en Figure 3-32. (X: 825,00; Y: 3190,00)

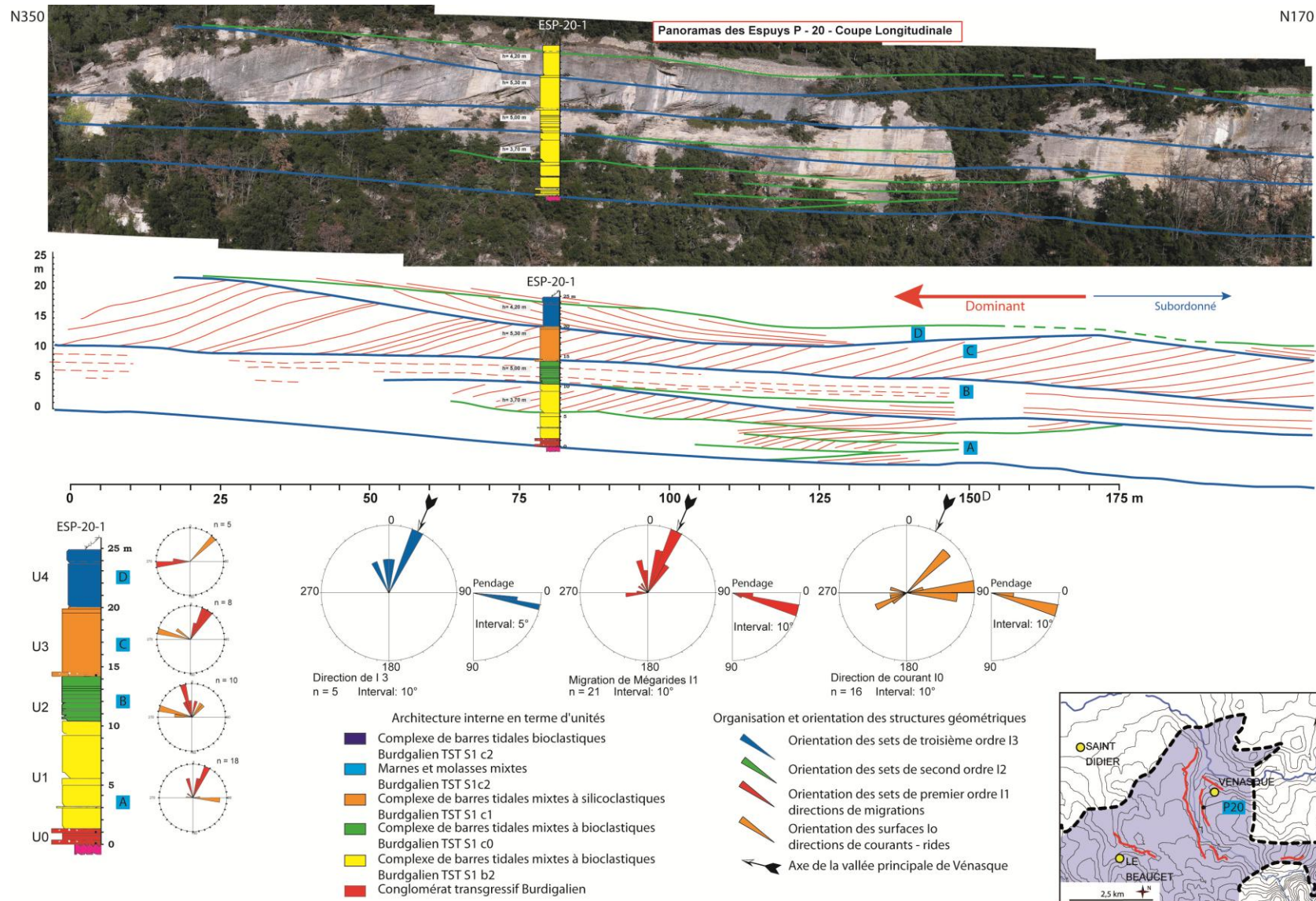


Figure 3-20: Panoramas des Espuys, complexes de dunes longitudinales et transversales dans la vallée principale de Vénasque, en vis-à-vis des Panoramas P16 – P15 – P14 illustrés de l'orientation des différentes unités. Cet affleurement exprime bien la direction des courants flots dominés vers l'apex de la vallée, au Nord de la vallée de Vénasque. On observe au niveau de l'U3 (orange), la coupe d'un train de dunes géantes, parallèle à sa direction de migration. C'est-à-dire, au flot, dans l'axe de la vallée (les foresets en rouge, étant au N20°), (X : 825,29 ; Y : 3191,00).

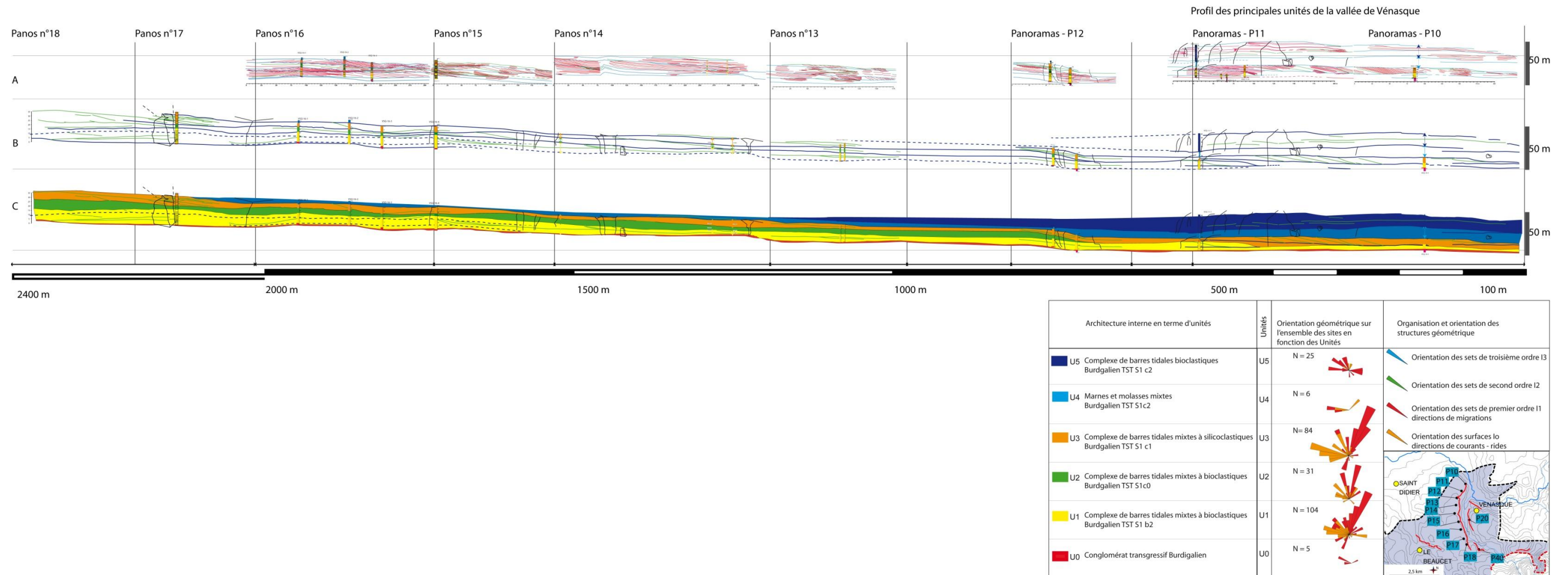


Figure 3-21: Panoramas synthétiques de l'ensemble des panoramas (vus précédemment) du flanc Ouest du remplissage de la vallée de Vénasque Septentrionale localisé sur la Figure 3-10. Les corrélations entre les différents panoramas prennent en compte la topographie, et permettent donc de suivre les unités tout en suivant les variations d'épaisseurs liées aux incisions dans la vallée que l'on peut noter à la base de la transition sur P14-P13 et au niveau de P12. On distingue du point de vue de l'organisation et de l'orientation des structures géométriques : - les successions des Surfaces I 4 (bleues) correspondent aux successions stratifiées obliques qui délimitent les 5 unités décrites pour la formation de Vénasque – les Surfaces I 3 et I 2 (vertes) sont incluses dans I 4, elles correspondent aux sets de second ordre. Les surfaces I 1 (rouges) correspondent à l'orientation des sets de premier ordre visibles dans le panorama synthétique A. Les surfaces I 0 (orange) des sets de lamines étant trop petites, ne sont pas représentées sur la synthèse des panoramas. A-) Présente les panoramas bruts avec les logs intégrés qui sont présentés depuis le Panoramas P-10 à P18 de Vénasque. B-) Présente la corrélation stratigraphique des 5 unités sur un profil longitudinal, le long de l'axe de la vallée de Vénasque et C-) Illustre les 5 unités mises en évidence à l'aide de l'architecture et des différentes organisations et orientations géométriques.

3.4.1.2 BRANCHE ORIENTALE DE LA VALLEE DE VENASQUE – PAYAN – FONSGARGOULE (S1 B/c)

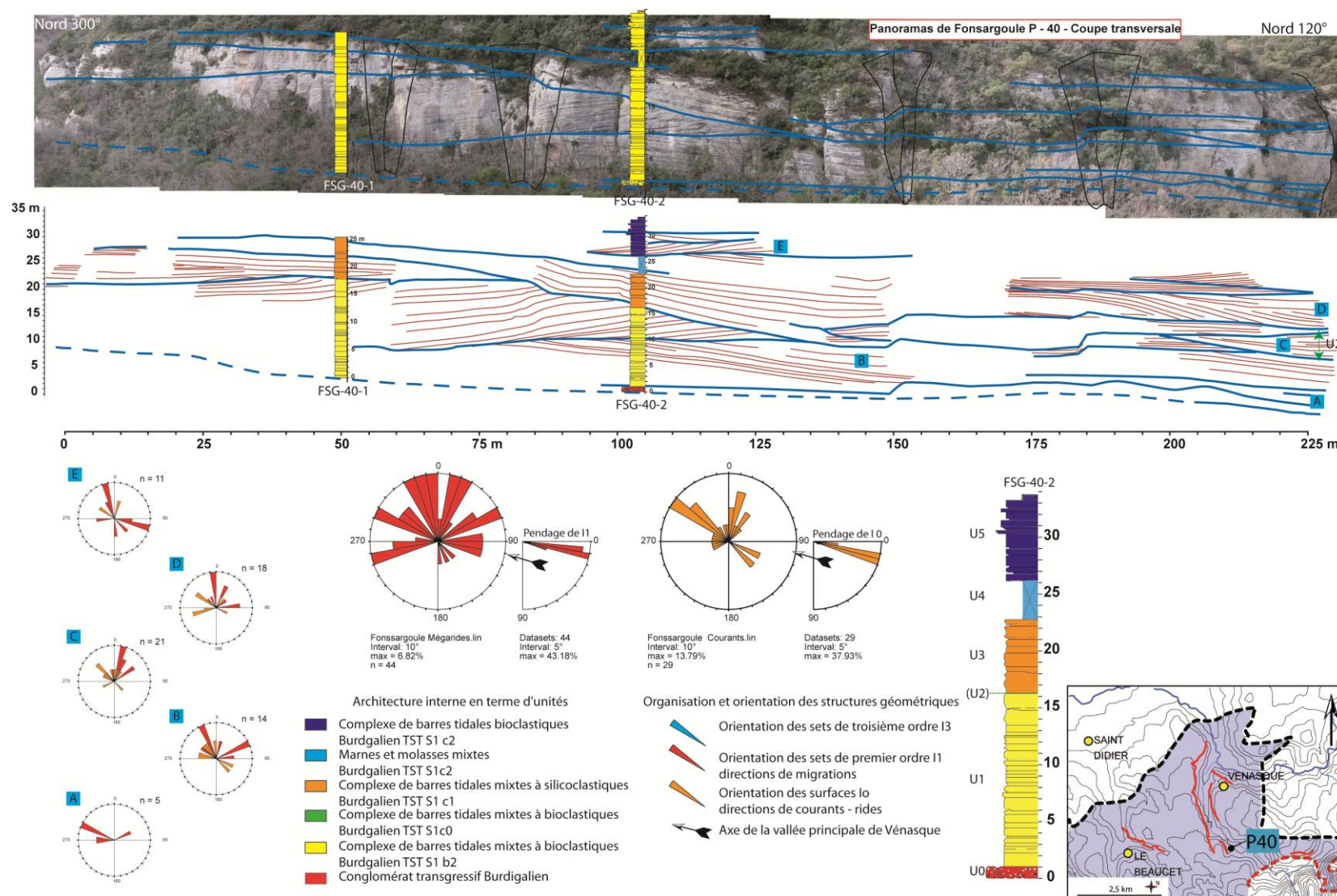


Figure 3-22: Panoramas de Fonsargoule – Coupe transversale P40 localisée sur la Figure 3-10, illustrant les grandes variabilités d'épaisseur latérale au sein des remplissages de la vallée incisée. On remarque un épaissement vers l'Est des séquences S1c et une diminution vers l'Est de S1b. (X : 825,45; Y : 3189,85)

3.4.1.3 SYNTHESE DES PANORAMAS DES VALLEES DE VENASQUE - PAYAN

L'ensemble des panoramas du flanc ouest de la vallée de Vénasque (P10 à p 18) ont pu être corrélés directement par rapport aux limites de surfaces I4, I3, I2 et I1 sur la Figure 3-21. Cela représente un panorama synthétique de l'ensemble du flanc Ouest du remplissage de la vallée de Vénasque Septentrionale localisé sur la Figure 3-10. Cela permet de suivre l'évolution des Unités sur un plan 2D sur plus de 2500 m.

L'ensemble des orientations et des différentes mesures de courants mesurées sur les affleurements présentés précédemment de la vallée de Vénasque (de P10 à P17), Des Espuys (P20) et de Fonsargoule (p40), ont pu être regroupés dans différents diagrammes en

rose triés en fonction des unités d'où ils proviennent (Figure 3-23). On distingue très nettement : - pour les unités 1 2 et 3, on mesure des directions de courants relativement similaire, et orienté partiellement perpendiculairement à l'axe de la vallée (axe orienté N015°) pour les directions de migration I 1 (orange) des sets de premier ordre, et des directions de courants (rouge) clairement flot dominé, orienté dans l'axe de la vallée.

- pour les unités 4 et 5, les tendances sont moins nettes et traduisent une diminution de l'influence tidale absolue. Cependant, on enregistre toujours une composante tidale, marquant la conservation du caractère tidale de la vallée. Les directions de courants sont principalement orientées du Sud Est vers le Nord Ouest.

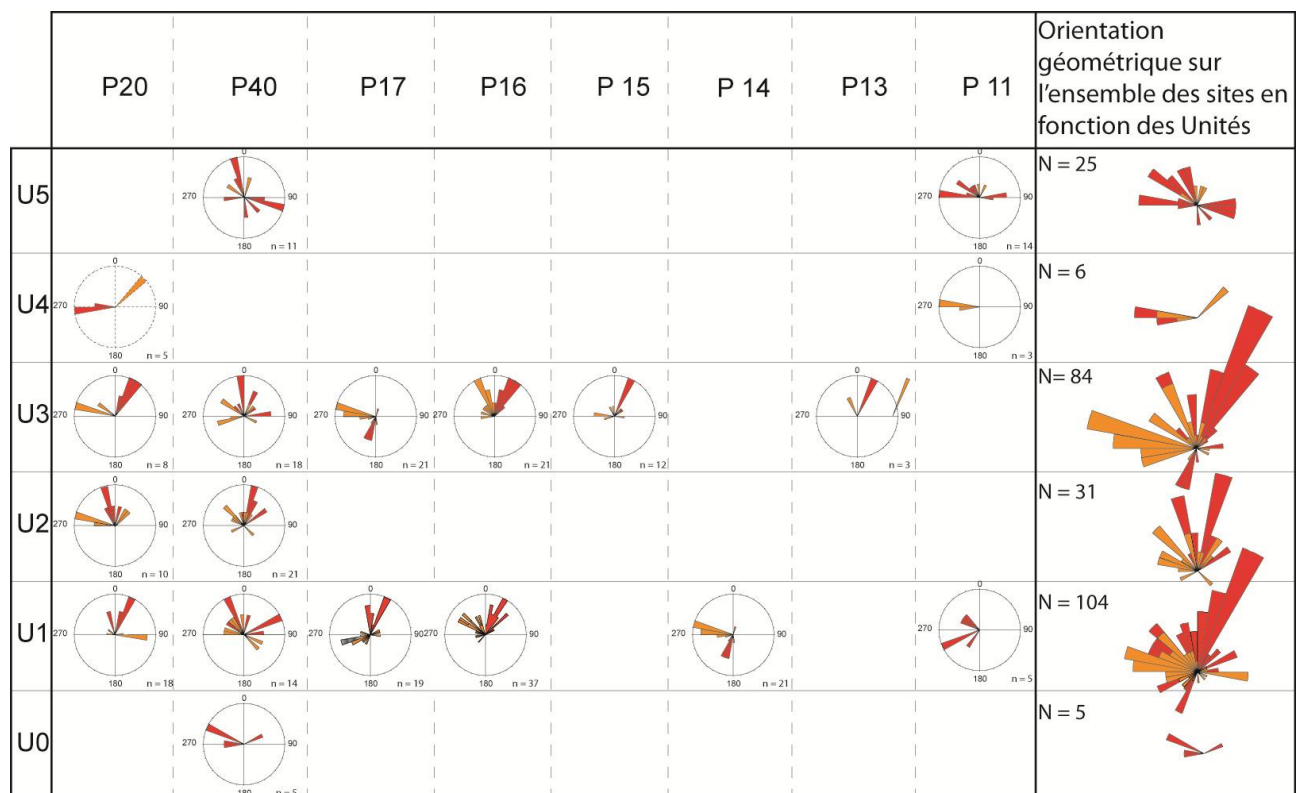


Figure 3-23 : Tableau synthétique illustrant l'orientation des surfaces de direction (i 1) de migration (orange) et de direction (i 0) de courants (rouge) pour l'ensemble des unités U0, U1, U2, U3, U4 et U5. Ces directions ont été mesurées sur les sites de Vénasque (P11 à P17), sur le site des Espuys (P20) en vis-à-vis de P14 et P15, et sur le site de Fonsargoule (P40). Les panoramas sont localisés sur la Figure 3-10.

3.4.2 LOCALISATION DES PRINCIPAUX LOGS ILLUSTRANT CES PANORAMAS

L'ensemble des 25 logs levés et échantillonnés en falaise présentés dans ce volume est détaillé à plus grande échelle en annexe. Les logs de faciès sont habillés par les mesures de directions de courants et des surfaces importantes pour la construction de l'architecture des corps sédimentaires. Une centaine de lames représentatives des différents faciès burdigaliens et notamment du cortège transgressif S1 et S2, ont été analysées. Les analyses quantitatives sont présentées en annexe. Ces échantillons ont été

prélevés principalement au niveau de l'axe de vallée principale de Vénasque/Saint Siffrein, Vénasque /Jouvenal et la Vallée de Payan, Fonsargoule / carrière de Saint Gens (Figure 3-24).

On distingue principalement les Logs de Saumane (base de S1b), les logs de Vénasque (Vsq – 11-1) et de Payan (Pay – 50 – 1) qui permettent de décrire précisément les faciès associés aux unités 0, 1, 2, 3, 4 et 5, et le log de Vénasque (Vsq – 17 – 1) qui permet de décrire précisément l'évolution des faciès en fonction de l'architecture et des corps sédimentaires au sein d'une unité (U1).

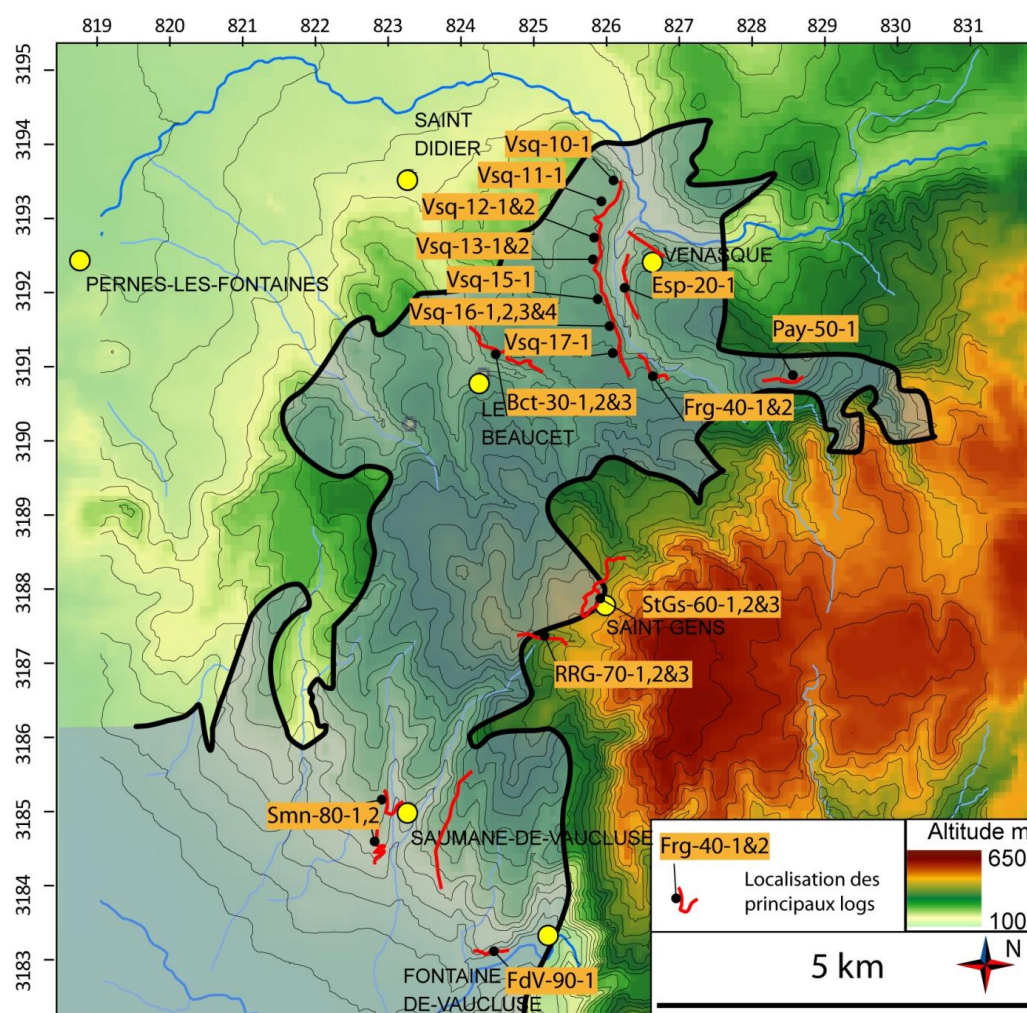
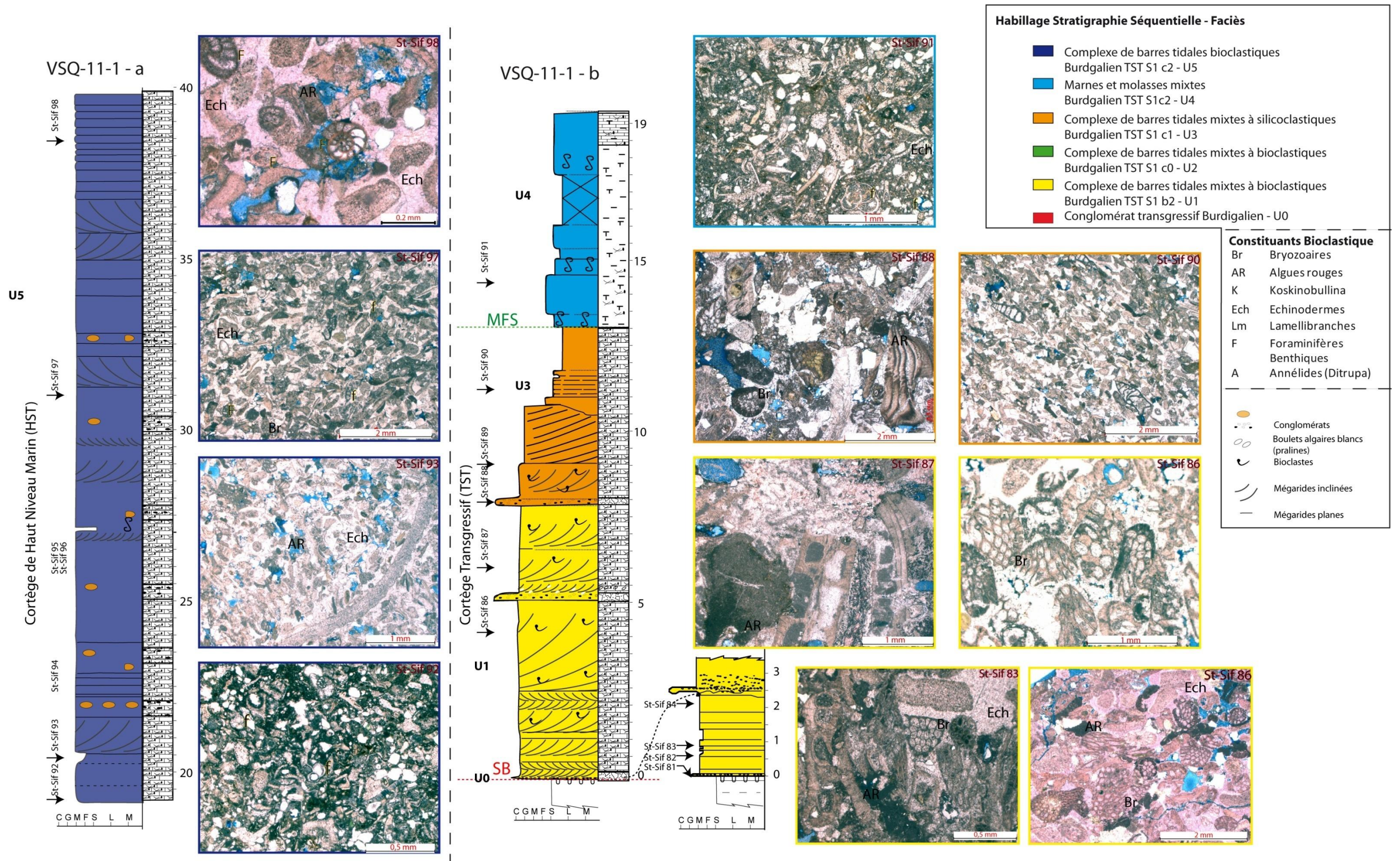


Figure 3-24: Carte de localisation (au 1/50000) de l'ensemble des logs (points noirs) et levées de coupes réalisées dans la zone septentrionale de la vallée de Vénasque. Les traits noirs fins correspondent aux principales courbes de niveau (équidistance de 25 m). Pour rappel, on distingue en grisé la délimitation de la vallée du secteur de Vénasque (amont) – Fontaine de Vacluse (aval) délimitée par le trait noir épais.



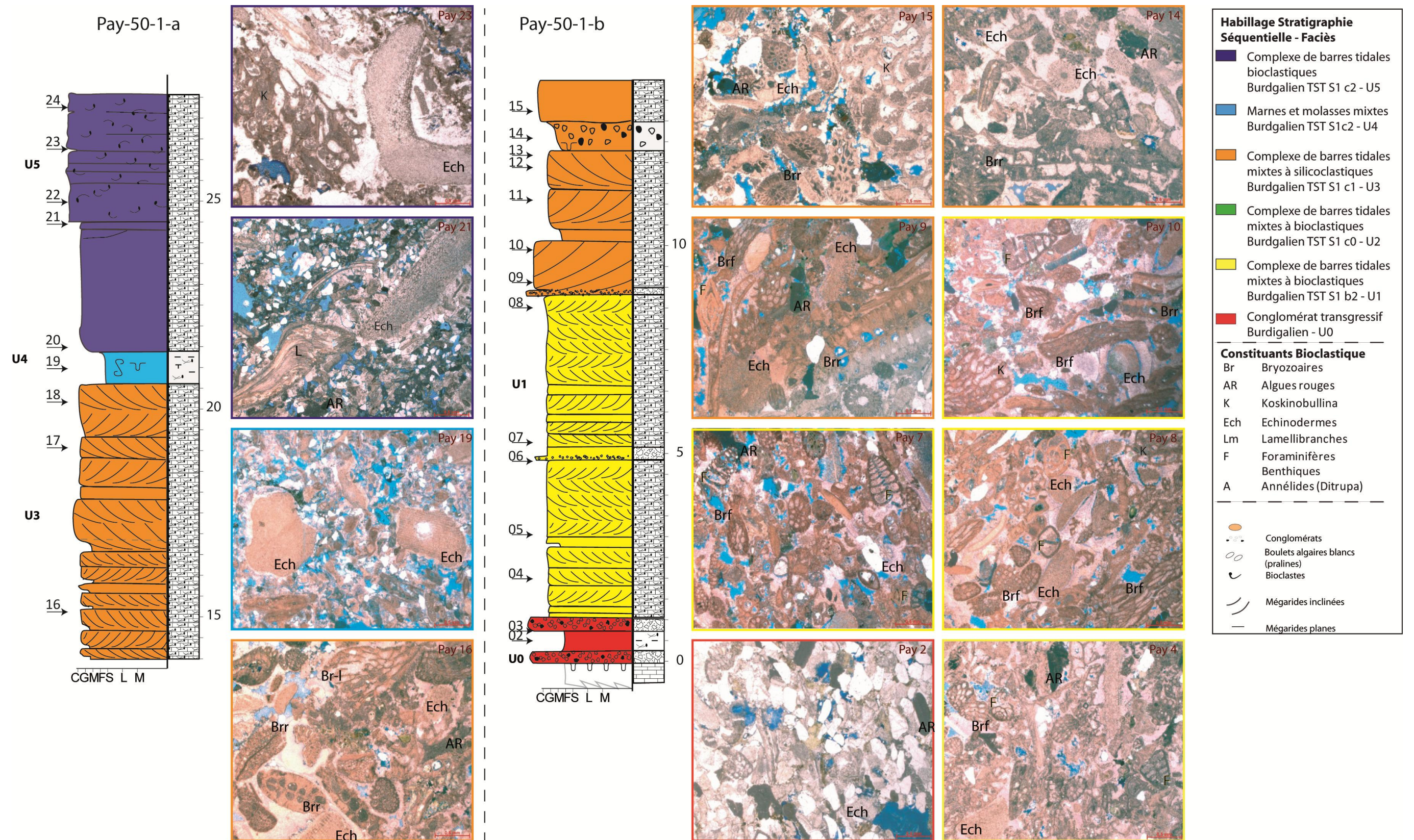


Figure 3-26: Log de Payan – Pay – 50-1 (localisé sur la Figure 3-24, X : 826,85 ; Y : 3190,70) présentant l'évolution des microfaciès au sein du cortège transgressif de la séquence S1 du Burdigalien supérieur. Le log est illustré de cliché de lames minces (LPNA) présentant les principaux composants. On distingue à nouveau les différentes unités qui ont été décrites précédemment sur le site de Vénasque, grâce à l'architecture. Les U1 et U3 y sont très développées. Les U4 et les U5 sont peu développées au regard de l'épaisseur de ces unités au niveau de Saint Siffrein (Vsq – 11).

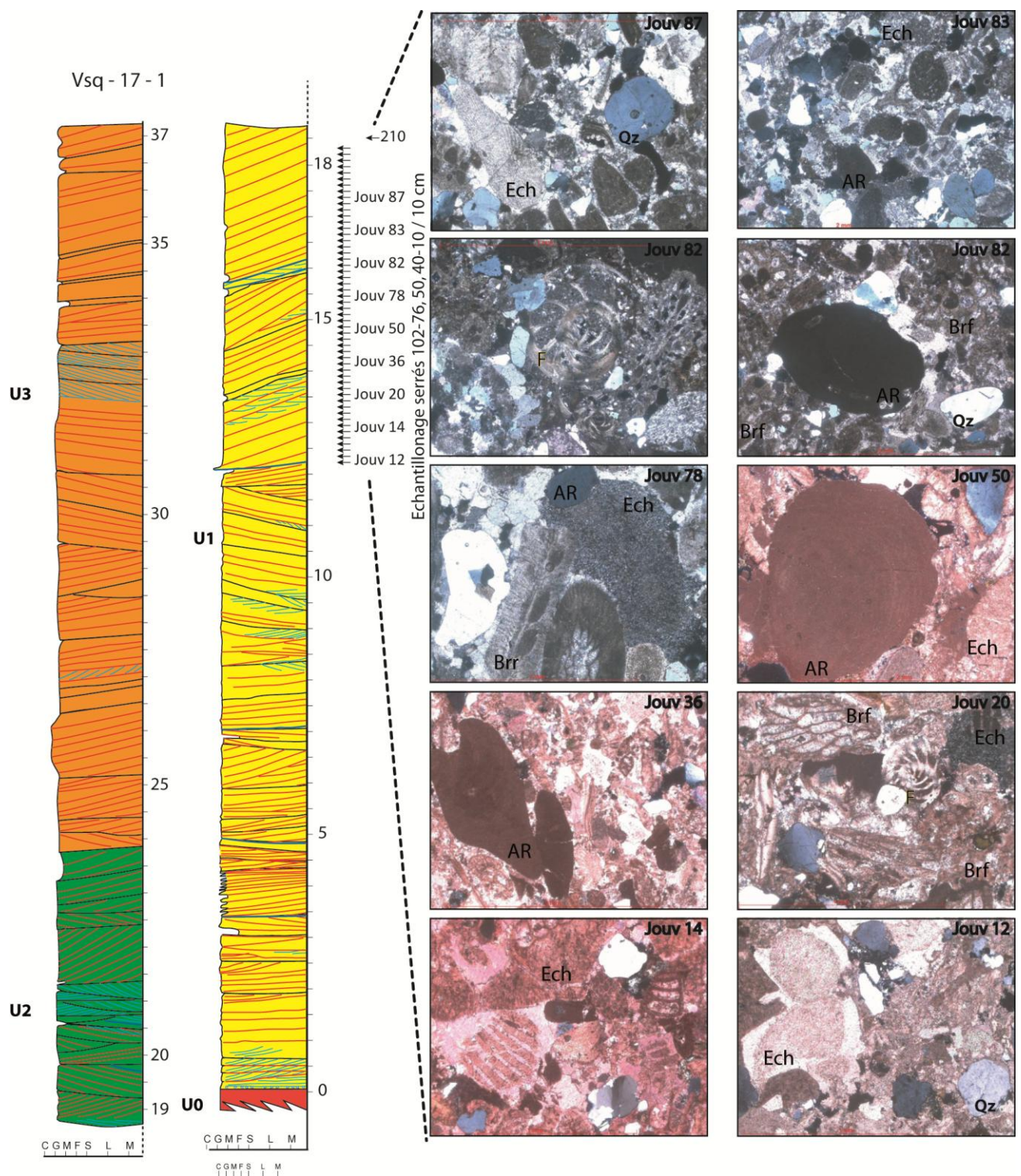


Figure 3-27: Log de Vénasque Jouvenal – Vsq 17 – 1 (localisé sur la Figure 3-24 et Figure 3-24 X : 824,94 ; Y : 3189,90) présentant l'évolution des microfaciès au sein du cortège transgressif de la séquence S1 du Burdigalien supérieur. Le log est accompagné de clichés de lames minces (LPNA) présentant les principaux composants plus particulièrement au niveau de deux bancs tidaux localisés au sommet de l'U1, et qui permet de suivre une évolution des faciès verticale et latérale (Figure 3-46).

3.4.3 COMPOSITION PETROGRAPHIQUE

Le log de Saumane (base de S1b) se situe au niveau de la route de Saumane (Smn- 20-1 Figure 3-24) et correspond à la base du remplissage de la molasse inférieure de Saumane. On y observe des alternances de niveaux argileux bioturbés avec des passées de rides, formées de lamines I 0, plus sableuses. L'ensemble devient plus bioclastique vers le sommet (3 m) et s'enrichit en débris d'Oursins et autres débris bioclastiques. Les logs de Vénasque, de Payan et de Jouvenal (pour l'U1) soulignent les faciès développés au sein de chacune des unités. L'étude quantitative des variations de la composition des bioclastes, des apports détritiques et des conditions environnementales est développée dans la partie 3.5 des Microfaciès.

Les Unités 0, 1 et 3 sont composées de différentes associations de Bryozoaires, encroûtants, branchus robustes, rigides flexibles, ou bien encore branchus délicats dans des quantités variables. D'autre part, on distingue encore la présence en quantité importante de plaques d'Echinodermes, d'Algues rouges et de Foraminifères benthiques. La texture des lames associées est associée aux grainstones. Il s'agit donc de faciès Bryonoderm grainstone (Pay 2 – Pay 16 et St Sif 83 à St Sif 90) avec des passées de faciès Rhodalgal calcarénite (Jouv 50).

L'unité 4 est caractérisée par une évolution importante des biota. On note la quasi-absence de Bryozoaires ou de grandes Algues rouges, ainsi qu'une quasi-absence des Foraminifères benthiques. En revanche les Foraminifères planctoniques, les Echinodermes et les Lamellibranches deviennent majoritaires. La texture est principalement un wackestone. Il s'agit du faciès Molechfor wackestone (Pay 19 et St Sif 91).

L'unité 5 est caractérisée par une diminution de la tranche d'eau se traduisant par la présence de quelques Bryozoaires encroûtants et de Foraminifères benthiques, toujours accompagnés d'une part importante

d'Echinodermes (Pay 21 – 23 et St Sif 92 – 98). On se situe dans le faciès Molechfor packstone.

3.4.4 ARCHITECTURE DE LA SEQUENCE S1 (A, B ET C) DANS LA VALLEE DE VENASQUE

3.4.4.1 MOLASSE DE LA CREMADE (S1A)

Tout d'abord, la séquence S1a du cortège transgressif de la Crémade (Figure 3-24) permet d'observer le contact entre les calcaires oligocènes et la base du remplissage S1a. Le contact s'effectue à la base par une surface perforée et un conglomérat de transgression. Le remplissage est constitué principalement par des successions à litage oblique, de grain grossier (clasts parfois perforés) et par des microconglomérats mixtes à silicoclastiques. Les litages sont ceux de grandes dunes composites de taille plurimétrique (Figure 3-28), avec des directions de migrations orientées vers le Nord 350° (direction de migration des mégarides superposées).

3.4.4.2 MOLASSE DE SAUMANE (S1B ET S1C) EN POSITION AVAL DE LA VALLEE DE VENASQUE

Sur une section de vallée parallèle à l'axe de vallée principale (Combe de Bérenguier), on observe des incisions à la base du remplissage du TST S1b1. En particulier, la morphologie de la surface d'incision au lieu dit des Soleillants entre Fontaine de Vaucluse et Saumane est caractérisée par une morphologie en gradins dont les marches successives sont constituées par des bancs perforés de calcaire oligocène. Au bas de cette incision se sont accumulés des blocs décimétriques perforés emballés dans un calcaire bioclastique molassique (Figure 3-29). Les perforations au niveau des conglomérats de transgression et de la base du substratum des vallées incisées illustrent l'origine marine du façonnement final de la surface et son remaniement progressif dans les sédiments transgressifs.

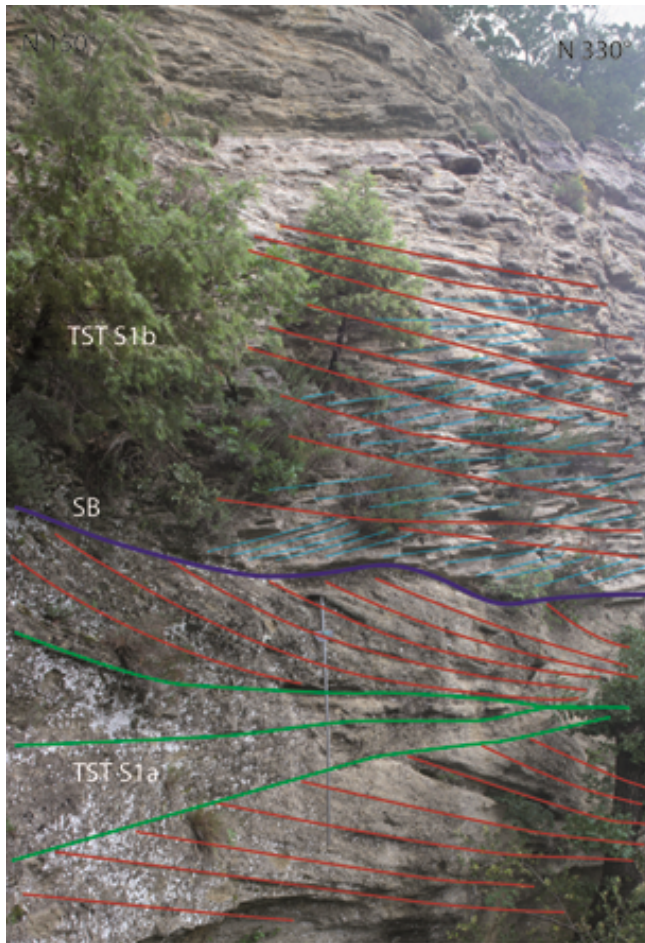


Figure 3-28 : Discordance érosive entre la séquence S1a avec des corps dominés tidal composés de grains grossiers à des microconglomérats silicoclastiques (chenaux et « vagues de sable ») et S1b constitués de « vagues de sables » composites de composition mixte à bioclastique. Affleurement de Fraischamp (X : 823,000 km ; Y : 3189,000 km. B) Détail de la partie la plus précoce de la séquence S1a avec greyish à des marnes massives blanches (lagons) inter stratifiées avec des siltstones / sables bioclastiques (tidalites). Ces marnes sont en discordance recouvertes par des chenaux conglomératiques « et silicoclastiques remobilisés ».

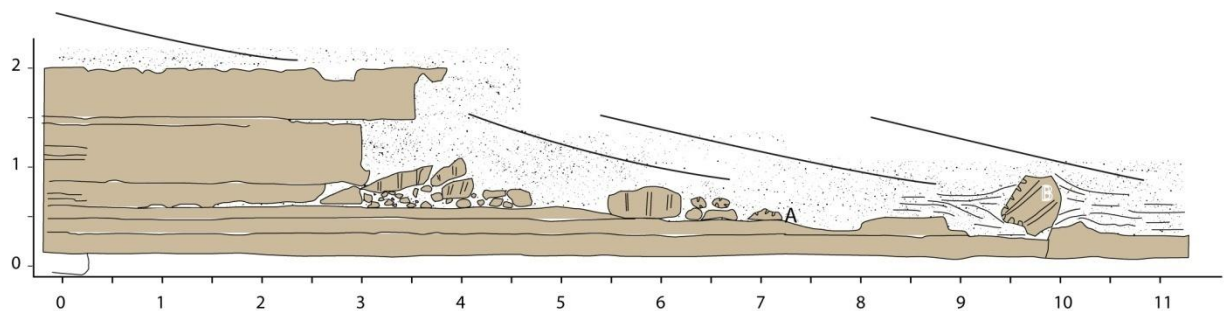


Figure 3-29 : Profil d'incision au niveau de la Combe de Bérenguier avec le schéma synthétique, illustrant l'incision du cortège transgressif TST S1 b dans le substratum oligocène. Des blocs déca centimétriques avec de nombreuses perforations se situent à la base du remplissage.

Les premiers niveaux à stratification oblique sont interprétés comme des mégarides de forme sigmoïde, caractéristiques de la dynamique tidale. On note aussi dans ces niveaux une totale absence de figures de houle et de boue, il s'agit principalement de grainstones.

La molasse inférieure de Saumane (TST S1b1 et b2) affleure très bien sous le village de Saumane, au niveau des talus de la route entaillée dans la molasse. Elle est constituée de calcaires gréseux (grainstone) mixtes, moyens à grossiers, où le quartz représente jusqu'à 60% et des bioclastes (principalement des grands Bryozoaires). Les galets sont arrondis et complètement perforés. Des gravillons siliceux sont enduits de glauconie. On y observe des stratifications obliques tangentielles d'amplitude inframétrique, correspondant à un empilement de mégarides

3D plurimétriques bidirectionnelles (*herringbone*) migrant sur des surfaces planes et/ou en auges légèrement inclinées. Cela correspond aux sets de second ordre composés – composés (Classe 3 C) qui ont été défini initialement. Il s'agit d'un motif d'accrétion de sets de Classe 3A ou 3B, limités par des surfaces d'érosion de grande échelle (supérieure au décimètre) et de pente variable (5-25°). La succession de ces dépôts constitue un dépôt aggradant avec une stratification interne relativement tabulaire (Figure 3-30, Figure 3-31). La bidirectionnalité très marquée suggère des marées de flot et de jusant très symétriques. A la plus grande échelle ces dépôts forment des très grandes dunes qui peuvent être comparées à celles décrites à la base du remplissage de Saint Restitut (*Lesueur et al, 1990*).

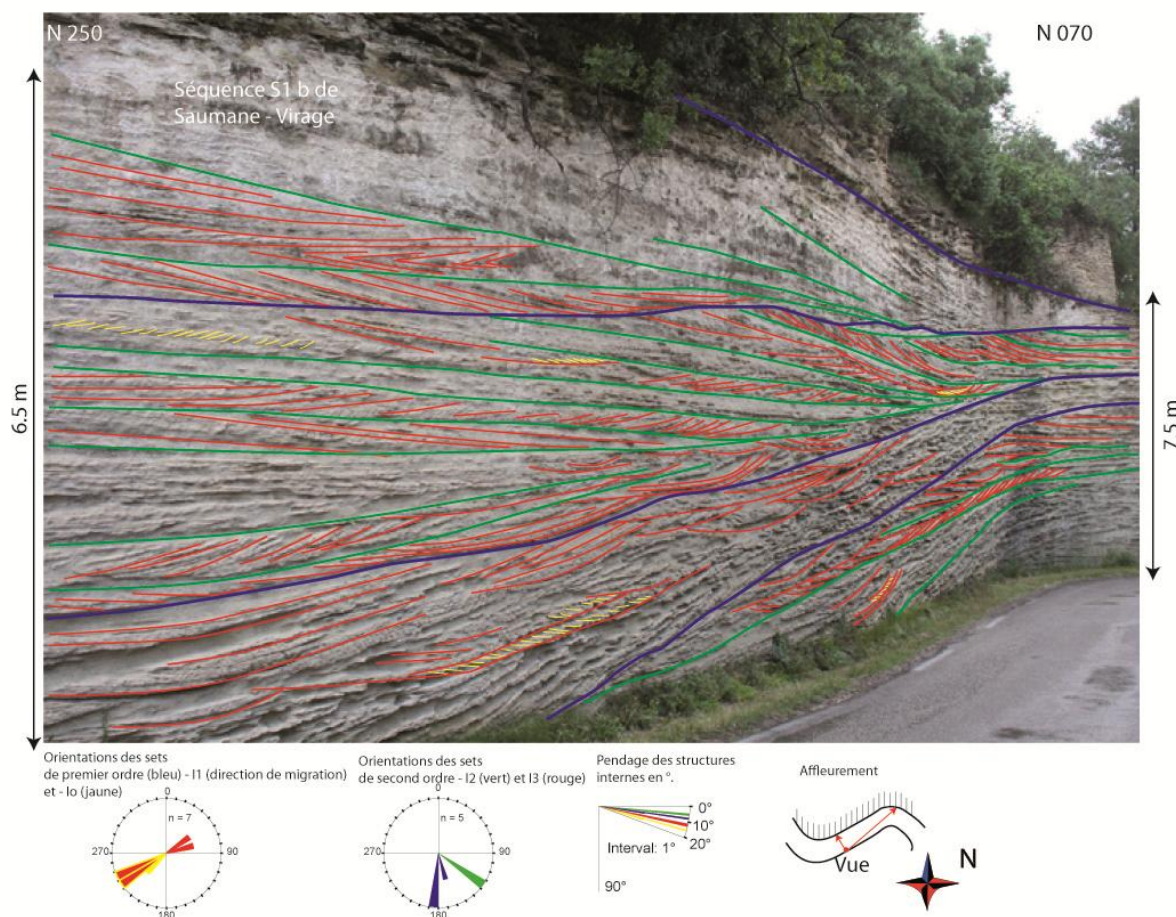


Figure 3-30: Orientation des limites de surfaces des sets de premier ordre I1 (rouge) – directions de migration et des sets - de second Ordre I3 (bleu), I2 (vert), au sein des complexes de mégarides bidirectionnelles migrant sur des surfaces planes et/ou en auges légèrement obliques formant de grandes vagues de sables composites de composition mixte à silicoclastique à la base de la séquence S1 b de la molasse de Saumane. A noter que la perspective déforme la vision des relations angulaires. Localisation sur la Figure 3-10, X : 822,250 ; Y : 822,250.



Figure 3-31 : Molasse inférieure de Saumane ;
Détail des mégarides bi-directionnelles qui sont
particulièrement bien exprimées grâce à une
ségrégation entre la cimentation d'un grainstone
bioclastique à stratifications entrecroisées bien
cimenté (compétent) et les inters lits (moins
compétents) d'un packstone argilo - glauconieux.

La molasse supérieure de Saumane est ravinante sur la molasse inférieure et présente des stratifications obliques de beaucoup plus grandes dimensions supérieures à l'échelle décamétrique. Elles sont composées de marnes et calcaires argileux en petits bancs, calcaires argileux à Oursins, molasse calcaire riche en débris coquilliers et calcaires grossiers à Cellopora, exclusivement bioclastiques.

3.4.4.3 MOLASSE DE SAUMANE (S1B ET S1C) EN POSITION AMONT DE LA VALLEE DE VENASQUE

3.4.4.3.1 Flanc ouest de la vallée

Sur le flanc Ouest de la vallée septentrionale de Vénasque, Saumane, les successions de panoramas (Figure 3-12 à la Figure 3-19) et les analyses sur les logs détaillés (Figure 3-25, Figure 3-26, Figure 3-27) permettent de décrire plusieurs unités équivalentes aux séquences TST S1b2 (U1), TST S1c0 (U2), TST S1c1 (U3), TST S1c2 (U4 et U5), ainsi que sur le conglomérat transgressif de TST S1B1 (U0).

- Le Panoramas P17 – 18, permet de décrire en détail d'autres structures géométriques qui ont été déterminées au sein de l'Unité 1.

L'unité 1, situé au niveau de Jouvenal (Figure 3-19 - B) permet de décrire une géométrie en bancs attestée par le déplacement des rides (marquées par les points rouges et verts sur la Figure 3-32) dont la surface est orienté vers le Nord 300, orientées perpendiculairement à celui des

bancs dans le litage principal dans son ensemble (marqué par les points bleus) orientés au Nord 040°. En orientant ces bancs par rapport à la vallée principale de Vénasque qui les contient, on observe que les bancs et l'axe de la vallée sont bien parallèles.

L'orientation des rides par rapport aux mégarides superposées, est presque perpendiculaire. On retrouve le modèle des bancs tidaux proposés par Houbolt (1968), Caston (1970, 1972), Kenyon (1970), McCave et al., (1982). Cette perpendicularité montre bien que les « dunes » de grande taille sont des structures longitudinales par rapport aux courants tidaux, donc des bancs.

A la base du remplissage de Jouvenal (Figure 3-19 - A), la transition entre les séquences TST S1b2 et TST S1c0 est particulièrement bien marquée par des apports d'éléments terrigènes (Figure 3-33, Figure 3-34) et de conglomérats. Cette surface est soulignée par des galets perforés et des silex remaniés du substratum. Elle est interprétée comme une limite de séquences (haute fréquence).

- Le Panoramas P11 de St Siffrein (Figure 3-13), accompagné d'un log détaillé et de lames minces (Figure 3-25) permet de suivre particulièrement bien l'ensemble du remplissage depuis le conglomérat de base, jusqu'au sommet de l'U5 qui n'est pas visible sur l'ensemble de la vallée. Les unités U0 à U4 constituent la molasse inférieure de Saumane sur cette section de la vallée.

Pour l'unité 0, le remplissage s'établit dans une incision anté-burdigalienne,

plurimétrique, visible dans la partie occidentale de la vallée de Saumane (Figure 3-13). Cette surface d'incision est glauconisée, très perforée et rubéfiée. D'autre part cette surface peut être suivie sur le côté oriental de la vallée de Saumane sous le Rocher aux corbeaux de Vénasque. On y trouve des lentilles conglomératiques (Bryozoaires, Oursins et os). Il s'agit de la première série conglomératique TSTS1b1 observée dans le remplissage.

On observe **l'unité 1** après une surface perforée au toit de l'unité précédente, la seconde unité TSTS1b2 (jaune) équivalente à la Molasse inférieure de Saumane (Unité 1), représentée par un faciès calcaréo-sableux jaunâtre constitué de mégarides décimétriques. La base de ce remplissage comporte un système de dunes majoritairement flot-dominées au sein d'un système de chenal remobilisant du matériel conglomératique sous-jacent. Les systèmes de chenaux sont caractérisés sur le panorama (Figure 3-13), et se traduisent par un système chenalissant, marqué par un niveau plus grossier à la base. Cette unité est aussi caractérisée par quelques dunes jusan-dominées (Figure 3-13 - A).

On observe **l'unité 3** en se déplaçant latéralement du SSO vers le NNE. Cette unité est marquée par l'apparition d'un système de grandes dunes chevauchantes dominées jusan. Le chevauchement des dunes traduit une décélération spatiale des courants et / ou une augmentation des apports sédimentaires à cet endroit de la vallée. Il s'agit d'un site proche de l'apex de la vallée, qui est constitué par un bassin élargi, et cela peut donc traduire une expansion des courants de flot. Le système pourrait donc être comparé à un delta de flot, comme celui décrit dans la vallée d'Uzès. Ce type de dunes peut être mis en relation avec les dunes observées au niveau des Espuys (U1 et U3).

On peut supposer que l'on passe latéralement d'un système de chenal tidal très dynamique à un système moins dynamique, avec un épandage de delta tidal. Le cortège transgressif à haute fréquence peut se traduire

par la présence de ces systèmes de dunes chevauchantes.

L'unité 4 se développe sur le dos (*stoss side*) des séries de dunes de l'U3. Elle est constituée d'une série marneuse mixte sur 7 à 10 mètres d'épaisseur. Vers le sommet de la série, on note la présence de petits litages obliques en auge orientés vers l'Ouest – Sud Ouest, formant des mégarides migrant vers l'Ouest, de 0,3 à 0,5 mètres d'épaisseur pour des largeurs de 3 à 10 m.

Le toit de cette série marneuse est caractérisé par une bioturbation très importante, avec des réseaux de *Thalassinoides* non seulement horizontaux, mais également obliques et sur plusieurs étages, associés à des Arthropodes Décapodes. Des pistes préservées sur le sommet des sets indiquent des pauses dans la sédimentation et un milieu moins énergétique que le remplissage de l'U4 sous-jacente. On observe en remontant vers le NNE de l'affleurement un épaississement important de cette unité U4 dans le bassin formant l'apex de la vallée de Vénasque (Figure 3-10).

Le contact avec l'unité supérieure (U5) est très net. La transition s'effectue sur 25 cm, tout d'abord par la présence de galets boueux (boue carbonatée issue des mudstones) arrondis provenant très certainement des terriers remobilisant des éléments de la série marneuse sous-jacente, puis par des clastes et des passées gréseux.

L'unité 5, correspondant à la molasse supérieure de Saumane, constitue un nouveau complexe dunaire (TST S1c2) qui se développe sur une épaisseur de près de 25 m, développant un complexe de dune à stratification oblique migrant vers l'Est. Ce dépôt est beaucoup plus bioclastique que les dépôts de la transition U4/U5. Les sets à la base de ce complexe dunaire sont beaucoup plus marqués et plus épais que ceux du sommet, traduisant une diminution progressive de la bathymétrie. Ils sont interprétés comme des dépôts en accrétion sur le flanc d'un chenal tidal migrant vers l'ouest. Ceci est visible sur le diagramme en rose de l'unité 5 (Figure 3-13). On note des marches

d'érosion sur la surface basale de migration du thalweg du chenal, suggérant que les dépôts de l'U4 étaient consolidés au moment du dépôt de l'U5. Des traces de remaniements par les vagues sous forme de rides apparaissent dans les faciès de cette unité. La présence d'intervalles à stratifications de ride 2D/3D aggradantes dans des faciès granulaires plus fins de 20 cm d'épaisseur

nous indiquent que l'on se situe dans un environnement d'estran.

Cette unité U5 correspond à une transition entre le cortège transgressif et le cortège de haut niveau marin. Toutefois la signature tidale demeure, ce qui suggère que les bordures de la vallée n'étaient pas suffisamment submergées pour diminuer significativement la constriction des courants.

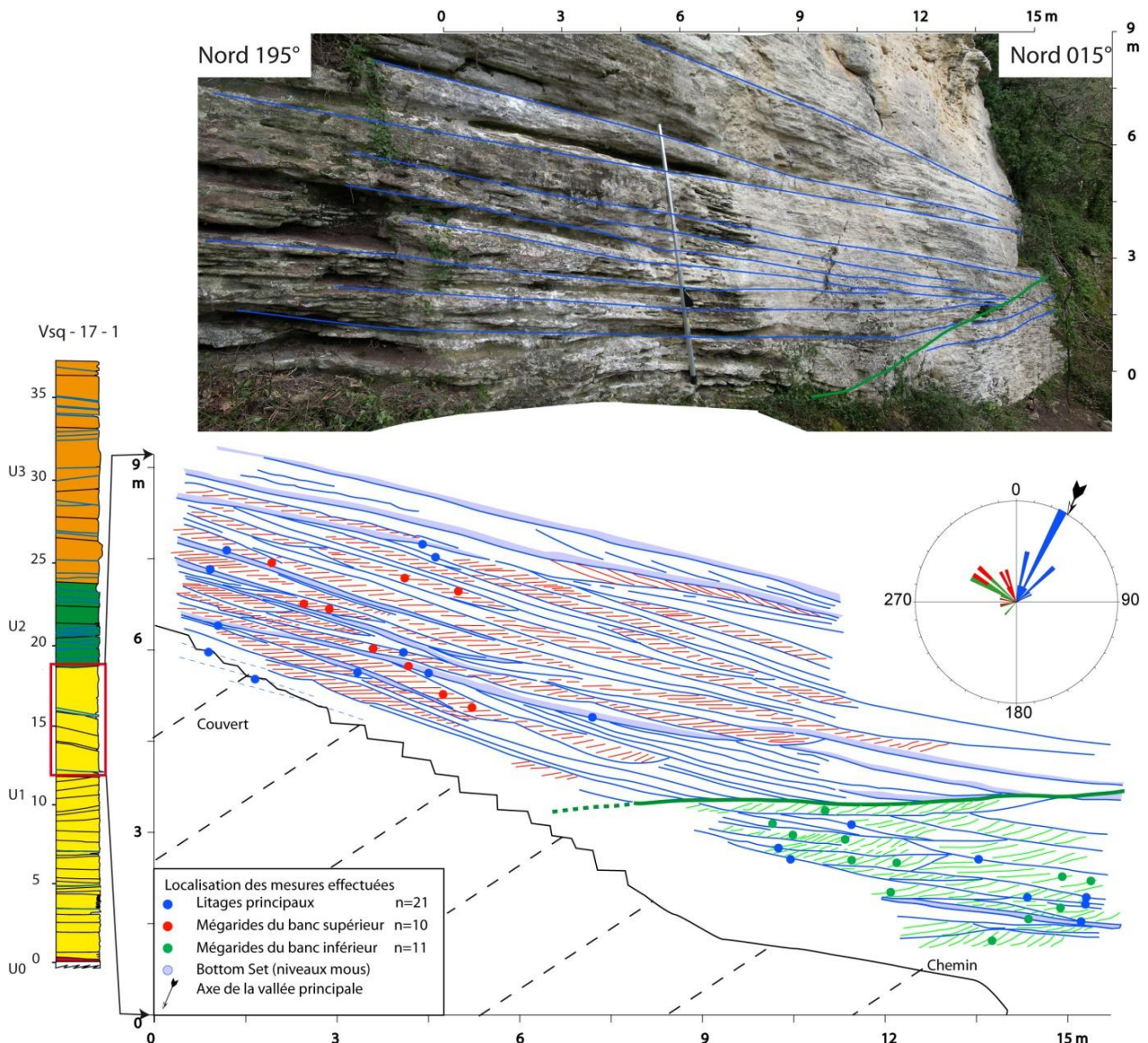




Figure 3-33: Affleurement illustrant les falaises à proximité de Vénasque Jouvenal. On distingue les Unités 1, 2, et 3 étalées verticalement sur 40 m. Au premier plan on distingue un banc tidal de l'U1(A) détaillé en Figure 3-34, avec une direction de migration orientée le long de l'axe principal de la vallée (au N020).

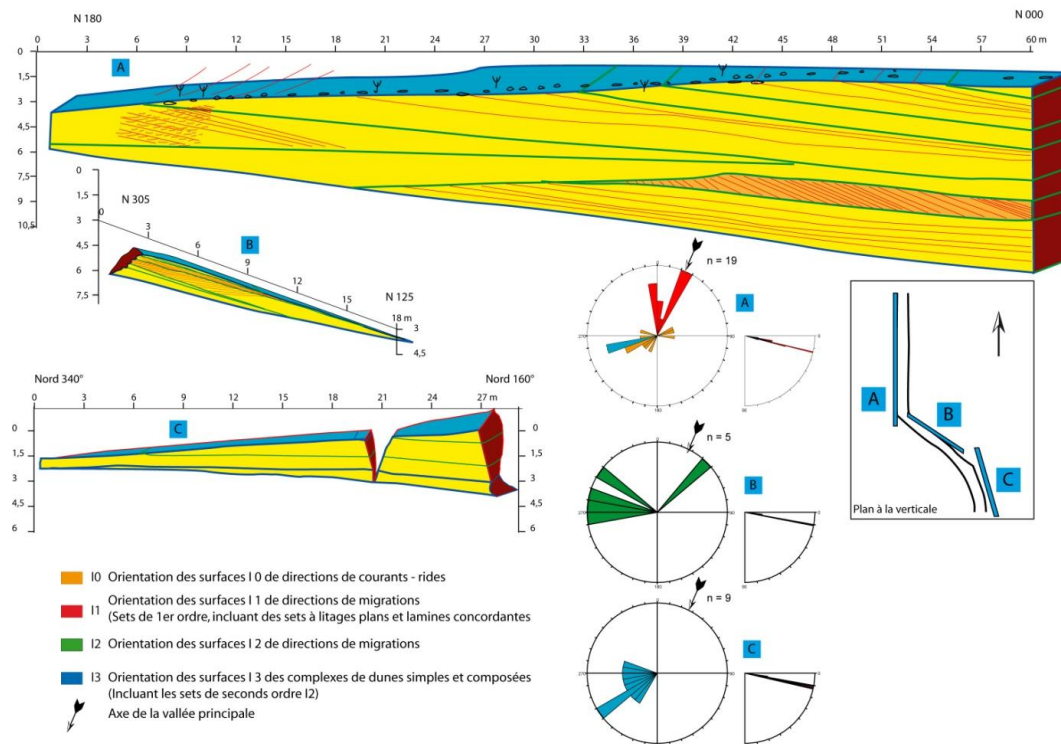


Figure 3-34 : Analyse détaillée d'un complexe de bancs tidaux en 3 dimensions. Ces bancs sont situés au sein de l'U1 et permettent de distinguer les différentes orientations de surfaces depuis les lamines de rides I0 jusqu'aux surfaces de 3ème ordre. Les rides (I0) sont orientées perpendiculairement par rapport aux directions de migration des mégarides. On distingue au sommet de la surface I3 (surface supérieure du banc tidal) un niveau de conglomérat détritique marquant une variation de l'apport de matériel détritique terrigène. Cet affleurement est localisé au niveau du panorama P18 (Zoom A) présenté sur la Figure 3-19. (X : 825,00 ; Y : 3189,90).

3.4.4.3.2 Flanc Est de la vallée de Vénasque (les Espuys – P20)

L'ensemble des séquences qui étaient présentes sur le flanc Ouest des unités présentées précédemment se retrouve sur la bordure Est de la vallée septentrionale de Vénasque au niveau de la falaise des Espuys.

A la base du remplissage, on observe toujours la présence du conglomérat (U0) de la base du cortège transgressif, avec un contact sur l'Oligocène marqué par des perforations. Le fond topographique de la vallée semble remonter en pente douce ou par marches d'escalier vers le Nord 030°.

On passe vers le haut à un système chenalisant observé à l'affleurement qui se traduit par des niveaux de galets détritiques, pour ensuite passer rapidement à l'(U1) proprement dite, avec une succession de sets de lamines de 2 à 3 mètres d'épaisseur présentant des cyclicités tidales (alternance de lamines carbonatées / niveau fin, par série de 20 cm d'épaisseur) se présentant sous la forme d'alternances de niveaux carbonatés cimentés avec des passées plus finement laminées. La partie la plus basale de cette unité se termine en onlap sur le conglomérat de l'U0 et s'amincit en remontant vers le N30° de la vallée principale.

Les directions de courants et de migrations des corps sédimentaires montrent que l'on se trouve clairement en présence de bancs tidaux, qui sont des corps longitudinaux par rapport à l'axe de la vallée.

En passant de l'U1 (TST S1b2) à l'U2 (TST S1c0), on note la présence d'un conglomérat chargé d'éléments détritiques terrigènes. Cette unité comporte également un système de grandes dunes bioclastiques migrant au Nord 320° obliquement (à 40°) par rapport à l'axe de la vallée principale.

L'U3 (TST S1c1) est caractérisée par des systèmes de grandes dunes bancs tidaux flot dominés de plus de 13 m de hauteur qui migrent vers le Nord. La surface supérieure de ces corps est ondulée, suggérant un espacement de 150 environ entre les crêtes des bancs. L'orientation des foresets au N20° (**Figure 3-20**) montrent comme pour l'U1 que l'on se trouve en présence de grandes dunes. Cela est attesté par l'orientation des foresets

L'U4 est marquée par la prédominance d'un système de dunes dominées jusan. Le matériel composant cette unité est un packstone de grain plus fin que les précédentes et présente moins de structures en raison de la bioturbation. Cette unité qui comble la morphologie des dunes sous-jacentes et apparaît donc équivalente à l'unité U4 présente sur le flanc ouest de la section aval de la vallée principale de Vénasque.

3.4.4.4 MOLASSE DE SAUMANE (S1B ET S1C) DANS LES VALLÉES TRANSVERSALES TRIBUTAIRES (FONSARGOULE – PAYAN)

Dans le secteur de Fonsargoule, on se situe au niveau de la branche orientale qui se dirige vers Payan – Fonsargoule sur 2 km. Elle est tributaire de la principale vallée de Vénasque. Ici, la molasse de Saumane repose sur un conglomérat de transgression très grossier (U0), avec des galets noirs ou verdis et une surface supérieure irrégulière. L'épaisseur de ce conglomérat varie de 1 à 5 m. On peut noter la présence, inhabituelle, d'éléments métriques, flottant dans cette masse conglomératique, se présentant comme un épandage gravitaire dans un chenal. L'orientation de ce chenal est N110°, c'est-à-dire quasiment l'axe de la vallée de Payan, tributaire de Vénasque.

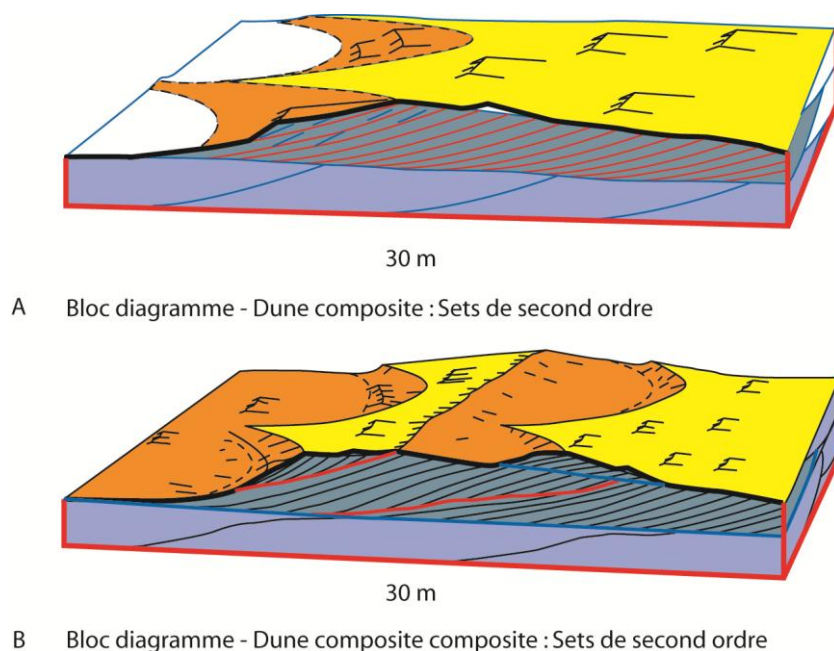


Figure 3-35: Bloc diagramme schématique présentant des dunes composite et composite – composite. A représente les dunes composite simple caractéristiques de l’U3 au niveau des Espuys (P20 - Figure 3-20 – C). B illustre les dunes composite – composite plutôt caractéristiques de l’U1, visibles à la base des Espuys - P20 (Figure 3-20 – A). Les directions de migrations I1 (rouge) correspondent aux sets de premier ordre. Les surfaces bleues (I2) correspondent aux sets de second ordre. On distingue en coupe transversale les structures en auges visibles à la Figure 3-40 - C.

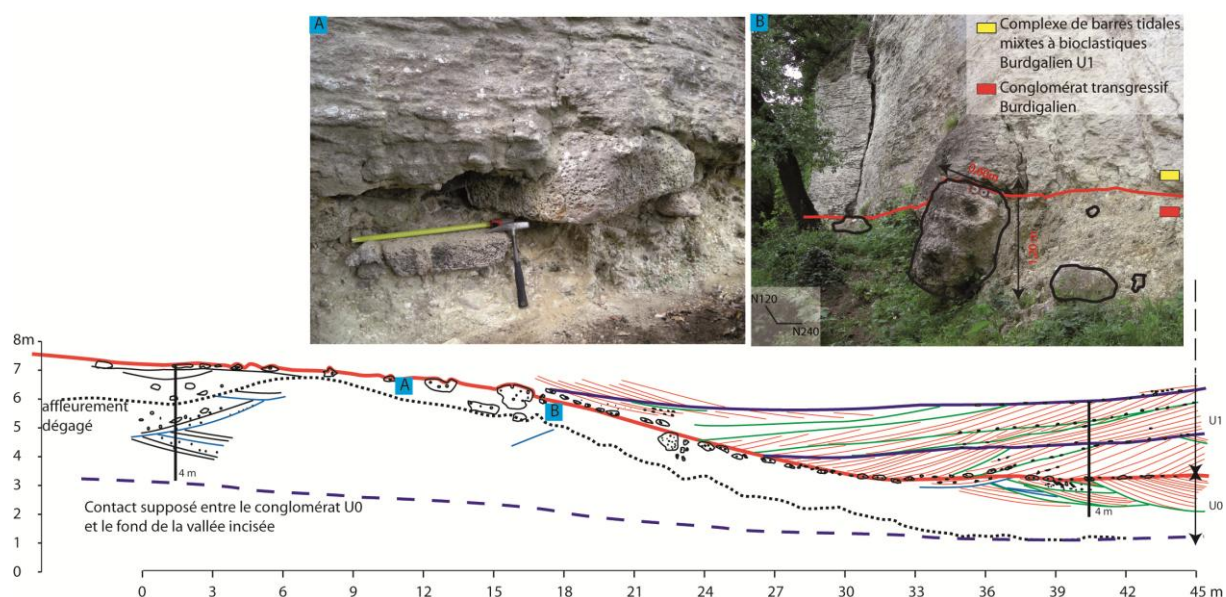


Figure 3-36: Chenal à la base du remplissage transgressif de la vallée de Payan, tributaire de Vénasque qui s’oriente au Nord 110° et incise les dépôts oligocènes. La molasse de Saumane se présente principalement sur des épaisseurs de l’ordre de 25 à 35 m qui diminuent vers l’Est. On distingue l’U0 conglomératique composée de blocs perforés parfois métriques flottant dans les conglomérats environnants, puis L’U1, avec un contact très net constitué de structures en chenaux, remobilisant du matériel sous jacent (conglomérat alors non induré). L’affleurement de Fonsargoule est situé à la base de la Figure 3-22 (X : 825,45; Y : 3189,85).

Les directions de courants des **U1** et **U3**, correspondent à des corps longitudinaux orientés parallèlement par rapport à l'axe de vallée principale. Il semble que l'aire de confluence avec la vallée de Payan n'ait que peu d'influence sur la stratigraphie du comblement. En revanche, on peut noter qu'à la base (**U1**) et au sommet (**U4**) de la formation dans le secteur des Espuys, l'impact de la vallée tributaire se fait plus ressentir. En effet on enregistre des courants avec des orientations plus dispersées par rapport aux autres formations dans différentes parties de la vallée. Il semble que la confrontation entre la vallée principale septentrionale de Vénasque, et la vallée tributaire de Payan - Fonsargoule crée des perturbations hydrodynamique.

3.4.4.5 TRANSITION TST S1c ET TST S2

Le site des Roches Rouges permet d'avoir le passage entre la séquence HST S1 sur 29 m (principalement le HST) et le TST S2 sur 16 m (Figure 3-37).

A la base de la série, on observe le contact très net entre les calcaires encaissants (la bordure de la vallée) et S1 (Figure 3-37 - D). On observe au contact

une surface perforée, avec un conglomérat de blocs pluri-décimétriques perforés et de nombreux débris de coquilles. Le HST de S1, se présente sous forme d'alternances de bancs marneux et plus carbonatés, avec de nombreuses traces de bioturbations (Figure 3-37 - C). On arrive notamment grâce à la déformation et à l'aplatissement de certains des terriers horizontaux à calculer des indices de compaction (Figure 3-38).

Le secteur des Roches Rouges correspond à une phase de transition entre les dépôts des séquences S1, puis de S2 qui débordent sur le massif crétacé des Monts de Vaucluse (Figure 3-37 - B). On peut noter l'importance de la permanence de dépôts tidaux en période de haut niveau marin. L'importance et la persistance de la dynamique tidale s'explique par la préservation d'une topographie sous-marine bien après l'enneigement des interfluvés. Au dessus de la limite de séquence entre S1 et S2 qui s'effectue par une transition avec des alternances marno calcaire de plus en plus fréquente, pour arriver à des niveaux finement bioturbés, on observe l'équivalent des calcaires molassiques de Saint Gens (TST S2) qui sont exploités en carrière (Figure 3-37 - A).

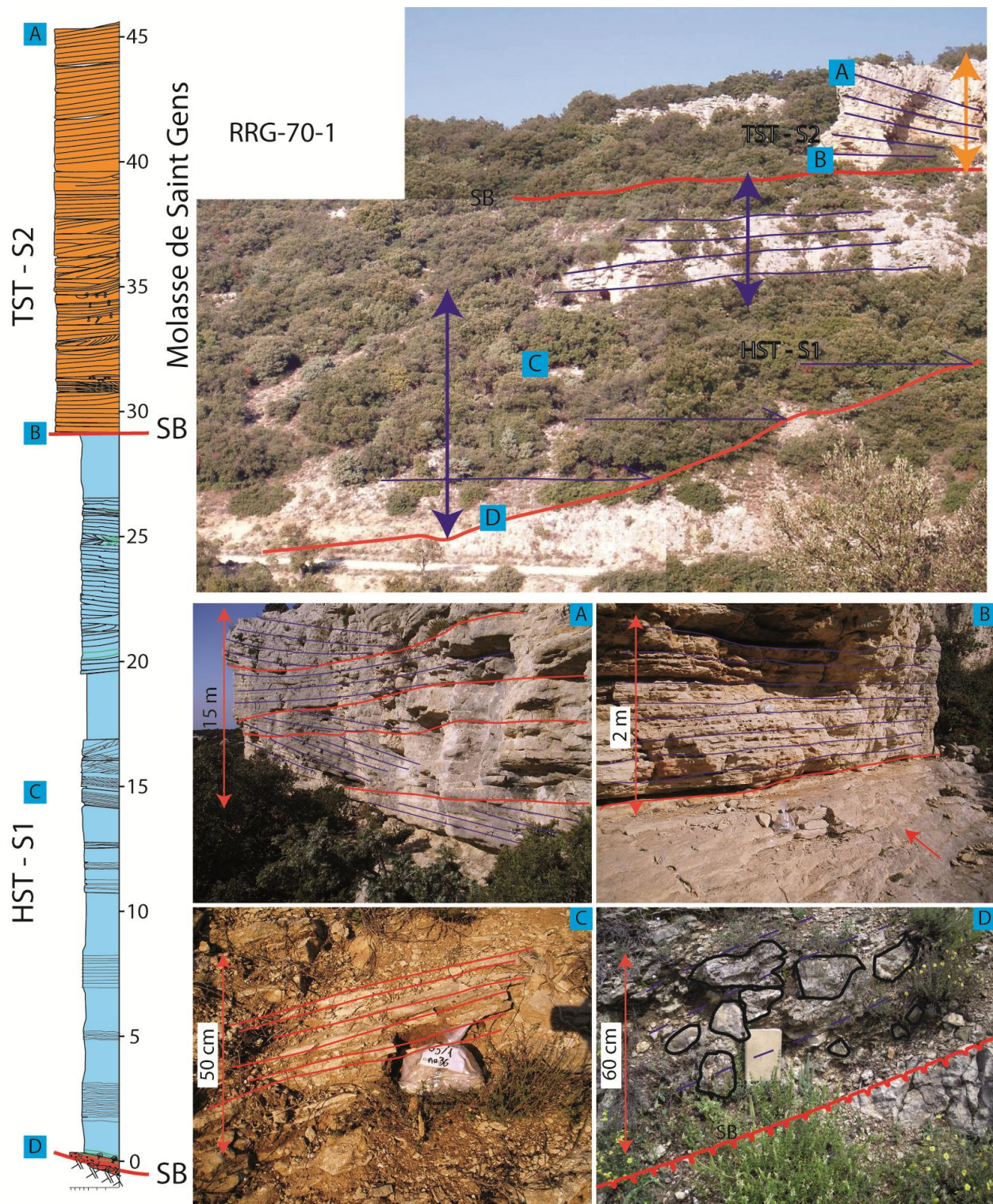


Figure 3-37 : Panoramas des Roches Rouges avec le contact très net entre la bordure ouest de la vallée incisée marqué par le conglomérat de transgression (D), le cortège de haut niveau marin HST – S1 marqué par des alternances marno calcaires (C) et le cortège transgressif TST – S2 équivalent à la molasse de St Gens. Le cortège transgressif est caractérisé à la base par des niveaux finement bioturbés (B) puis par un complexe de barre tidale massive (A) (X : 823,80 ; Y : 3187,55)

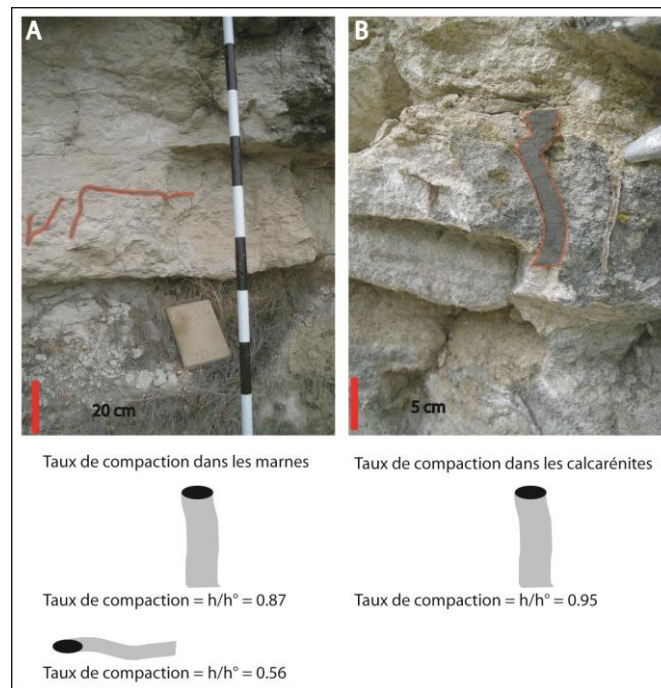


Figure 3-38: Mesures de compactions verticales au sein des calcarénites (B) et verticales et horizontales au sein des marnes dans les formations de Vénasque - Roches Rouges (Figure 3-10, Figure 3-37 X : 823,80 ; Y : 3187,55).

3.4.5 ARCHITECTURE DE LA SEQUENCE S2 EN CARRIÈRE DE LA MOLASSE DE SAINT GENS

L'ensemble de la carrière de Saint Gens permet d'avoir un très bon aperçu en 3D du TST de S2. Les dépôts sont essentiellement des complexes de dunes bioclastiques ; la proportion moyenne de quartz est faible (< 5 à 10%). Les bioturbations sont peu marquées.

Les surfaces de réactivation sont discrètes (cf. II') et peu de manifestations d'inversion de courants ont été détectées. Les surfaces de réactivation affectent de petites dunes, et se distinguent par une différence de texture, notamment par la présence de niveaux à «pralines» (rhodolithes). Les plus grandes dunes, 3D, sont d'extension pluri-décamétrique et migrent vers le SE. L'architecture des plus

grandes dunes est de type composé (classes 2 & 3 d'Allen, 1984). Les sets d'accrétion sur les grandes dunes sont composés de litage en auge correspondant à la migration de petites dunes 3D sur le foreset des grandes dunes de direction downclimbing. Les grandes dunes migrent vers le N040°. Dans la mesure où leur sommet a été érodé par le chevauchement des dunes entre elles, la hauteur totale des plus grandes dunes est supérieure à 6 m.

De grandes dunes tidales 3D sont connues dans l'actuel, y compris en domaine de plate-forme, dans des environnements en déficit d'apports sédimentaires. Ce type de dune peut se rencontrer pour des vitesses de courants de l'ordre du m/s (Berné, 1991). Cependant, cela dépend de la taille des grains et de la profondeur d'eau.

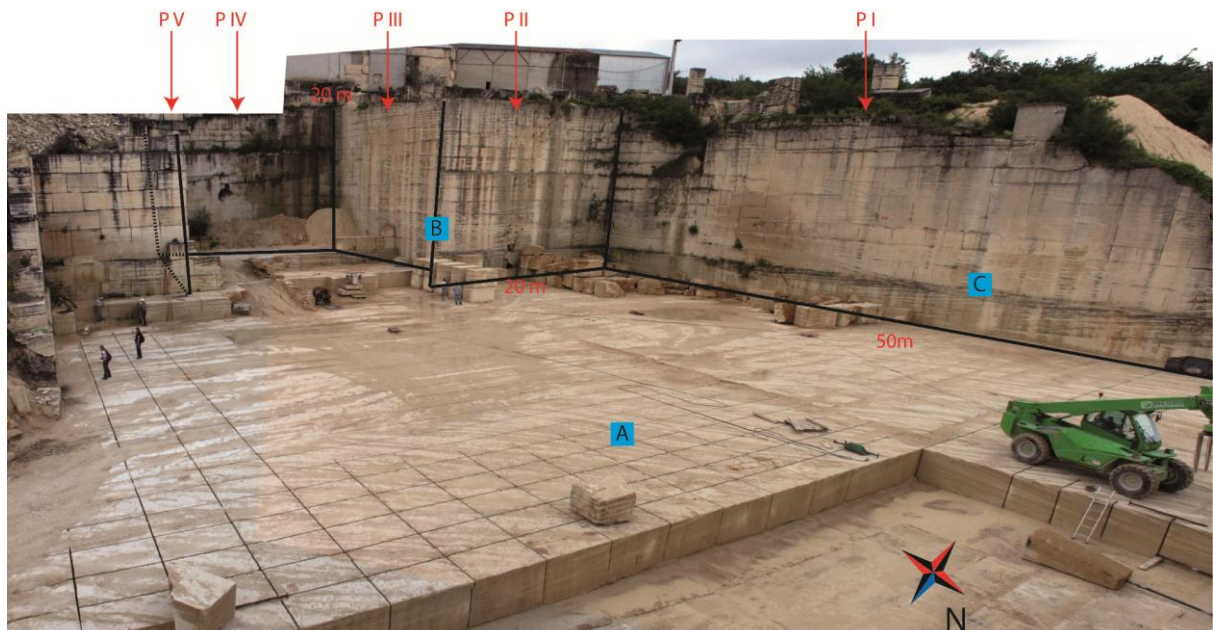


Figure 3-39: Vue Panoramique de la carrière de St Gens - Burdigalien Sup (TST S2) où l'on observe les différents panoramas I et II (ci-dessous), III, IV, et V qui permettent d'établir l'organisation 3D de la carrière de Saint Gens (Figure 3-42). L'exploitation actuelle de la carrière laisse apparaître d'impressionnants fronts de taille (Figure 3-10 - P60 X : 3188,05, Y : 824,55).

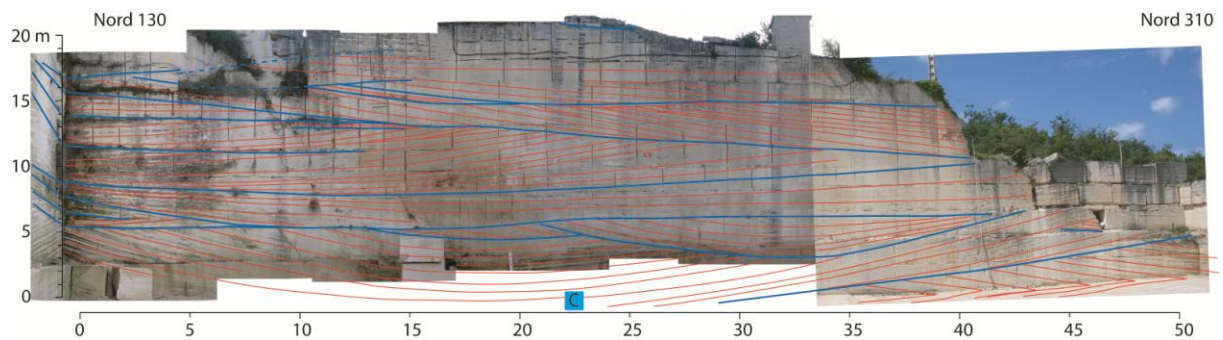


Figure 3-40 : Affleurement n° I de la Carrière de Saint Gens (Figure 3-42) présentant une zone de dune composite sur une coupe transversale (N130). Les surfaces bleues I2 correspondent aux sets de second ordre. Les surfaces rouges I1, correspondent aux sets de premier ordre, équivalents aux directions de migrations.

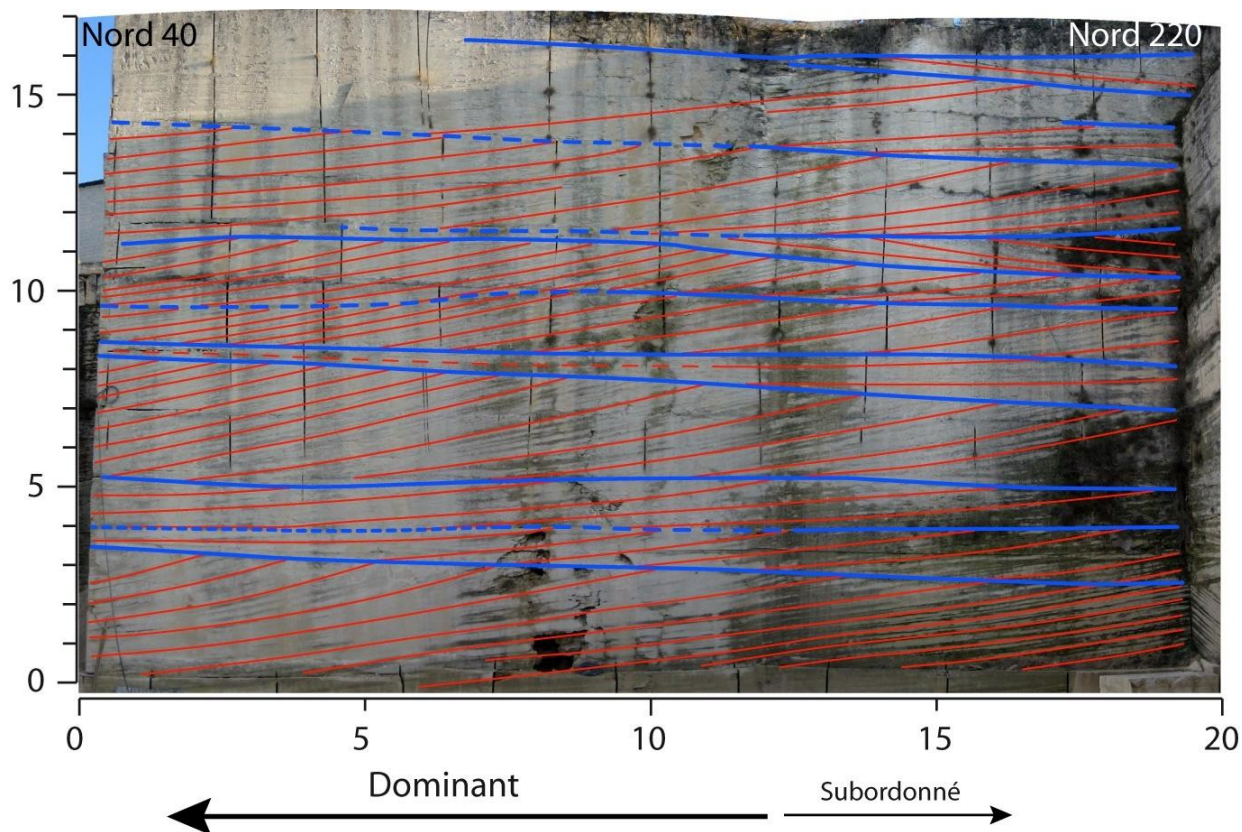


Figure 3-41 : Affleurement n° II de la Carrière de Saint Gens (Figure 3-42) présentant une zone de dune composite sur une coupe longitudinale (N040). Les surfaces bleues I2 correspondent aux sets de second ordre. Les surfaces rouges I1, correspondent aux sets de premier ordre, équivalents aux directions de migrations. La dominance du flot est orientée au N040. Elle est marquée par le sens de direction dominant du courant.

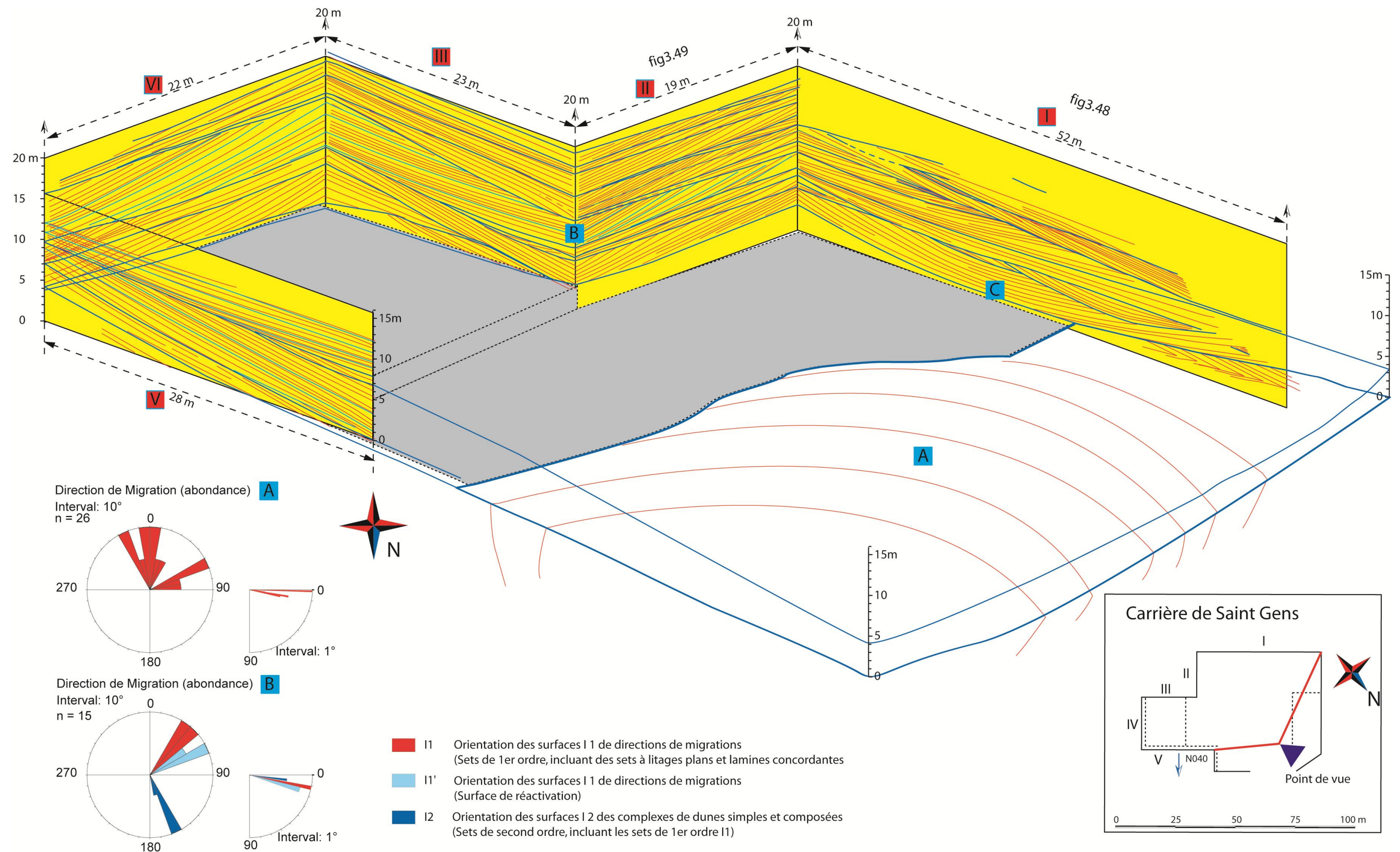


Figure 3-42: Organisation 3D des dépôts du Burdigalien terminal (TST - S2) observables dans la carrière de Saint Gens. Cela permet d'observer les différents fronts de taille de la carrière et de faire ressortir des corps pluridécamétriques progradants avec des directions de progression Nord Ouest. On distingue les directions de migration des sets de 1er ordre (I 1) (rouge) avec les surfaces de réactivation (I 1') et l'orientation des surfaces (I 2) (bleu) des complexes de dunes simples et composées. Les directions de courants présentent des directions de migrations des sets de 1er ordre perpendiculaires aux surfaces (I 2) des complexes de dunes simples et composées.

3.4.6 ALLO- OU AUTOCYCLES ?

Mis à part les surfaces d'érosion qu'on observe à la base des séquences à haute fréquence, les dépôts bioclastiques de la vallée de Vénasque sont globalement aggradants. A l'intérieur des cortèges transgressifs, les surfaces d'érosion sont d'origine morphodynamique, notamment celles produites par le chevauchement de grandes dunes. L'absence de changement pétrographique des faciès de part et d'autre de ces surfaces exclue de les associer à des variations du niveau de base. L'ensemble d'un champ dunaire peut même produire une érosion basale importante, surtout dans un environnement confiné de vallée incisée (ex. *Anastas et al., 2006*).

Il faudra donc discuter du rôle auto- ou allocyclique des surfaces limitant les unités principales des séquences à haute fréquence. Toutefois, des surfaces de chute, amalgamées avec des surfaces de ravinement, sont suspectées aux limites des séquences à haute fréquence, comme celles soulignées par les niveaux conglomératiques à graviers noirs qu'on a pu observer au sein du TST de Saumane (site de Jouvenal et des Espuys).

3.5 MICROFACIES

La quantification en lame mince des pétrofaciès et notamment de leur contenu bioclastique a permis de dresser un « log d'abondance » pour chaque coupe, qui a été confronté à l'architecture des macrofaciès.

3.5.1 COMPOSITION PAR SITE

Pas à pas les évolutions des contenus bioclastiques sont suivies sur les logs de Saint Siffrein, de Vénasque de Payan, de Jouvenal et de la carrière de Saint Gens.

La composition bioclastique est constituée principalement de Bryozoaires encroûtants, rigides dressés et flexibles, d'Echinodermes, d'Algues rouges, de *Koskinobullina*, de quelques Lamellibranches et des Foraminifères principalement benthiques et dans une moindre mesure pélagiques. La présence ou l'absence de *Koskinobullina* constitue un assez bon repère stratigraphique. L'absence d'Algues vertes calcifiées, de Coraux et de grains carbonatés non squelettiques, confère à l'ensemble un caractère de faciès Bryonoderm et Molechfor, caractéristique d'un environnement tempéré marin franc à salinité normale.

On a représenté les compositions bioclastiques 3 par 3 en fonction de ces principaux constituants, à savoir les Bryozoaires, les Echinodermes, les Foraminifères et les Algues rouges. Cela permet d'avoir des points de comparaison des pourcentages constitutifs des composés entre différents corps sédimentaires au sein d'une série et entre différents sites.

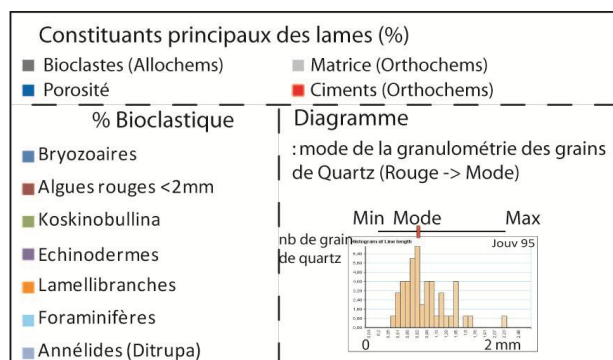


Figure 3-43: Légende utilisée pour les analyses quantitatives des faciès associés aux logs. On distingue les principaux constituants de la lame (100 % de la surface de la lame), et les différents bioclastes qui constituent le remplissage bioclastique.

3.5.1.1 COMPOSITION SUR LE SITE DE PAYAN

La série de Payan est constituée des macrofaciès: conglomératiques, Bryonoderm et Rhodalgal – calcarénite, Molechfor packstone et Molechfor wackestone. Le pourcentage de composition bioclastique sur l'ensemble des échantillons varie de 70 % à 85 %, la matrice (orthochem) variant entre 11 et 20 % et la porosité étant comprise entre 3 et 18 %.

L'unité U0 conglomératique n'a pas délivré de contenu bioclastique significatif, qui démarre avec U1. De l'U1 à U3, la présence en quantité importante de Bryozoaires (25 à 66 %) et d'Echinodermes (15 à 45%), ainsi que des concentrations en Algues Rouges (7 à 20 %) relativement importantes confirme l'attribution de la série au macrofaciès Bryonoderm (grainstones) avec des passées de faciès Rhodalgal (grainstones).

Ces unités voient la dominance des formes de Bryozoaires encroûtants unilaminés, érigés rigides, robustes branchus et foliacés, et flexibles érigés. Leur abondance indique un milieu agité de profondeur faible à moyenne (entre 10 et 30 m), avec un substrat fin à grossier. Au sein de U1, on trouve la présence de Bryozoaires encroûtants multilaminés et de Bryozoaires branchus délicats, caractéristiques de courants plus modérés et de bathymétries comprises entre 30 et 100 m. On peut noter dans les loges de ces derniers, la présence d'argiles cimentées, indiquant que ces bioclastes ont pu être transportés et n'ont donc pas été produits *in situ*. Cela est en accord avec le fait qu'une usure plus importante est observée au niveau des Bryozoaires Branchus délicats et des Encroûtant multilaminés.

En Méditerranée actuelle, ces formes (de Bryozoaires) occupent des zones peu profondes (Harmelin, 2003). Formant le principal matériel granulaire des dunes

hydrauliques, ces fragments de colonies de Bryozoaires confirment l'hypothèse d'un dépôt de plate-forme d'énergie modérée à élevée.

Les Foraminifères présents aux seins de ces trois unités sont majoritairement benthiques 85% (Amphistegina) avec une tendance à l'accroissement de la fraction des Foraminifères planctoniques vers le sommet de l'Unité 3 (47% benthiques – 53% planctoniques).

L'unité U4, ici peu développée, est caractérisée par la présence en quantité relativement importante d'Echinodermes et de débris de Lamellibranches et une majorité de Foraminifères planctoniques, cimentés sous forme de wackestone. On note également la présence de ciments syntaxiaux qui se développent autour des Echinodermes.

L'unité U5 est caractérisée par une part importante d'Echinodermes (25 à 46 %), de Lamellibranches (15 à 50 %) et de Foraminifères (5 à 30 %), benthiques (2/3) et planctoniques (1/3), ces proportions étant bien représentatives du faciès Molechfor – packstone. On note une diminution très importante des Bryozoaires (< 20%), dont ne subsistent que quelques encroûtants et des érigés robustes dont les loges sont remplies d'argile cimentée.

On a sur toute la série de Payan la présence de *Koskinobullina* bien préservée, dans des proportions de 5 à 10 % indiquant un milieu peu chargé en éléments terrigènes, une bathymétrie faible et des courants relativement importants.

Le mode de la taille des grains de quartz qui représentent entre 10 et 15 % des clasts sur cette série, varie entre 0.3 et 1 mm à la base de la série et diminue nettement à partir des unités U4 et U5 (TST Slc2), avec des tailles médianes de quartz de l'ordre de 0,2 mm. On note également une diminution générale de la taille des bioclastes vers le haut de la série.

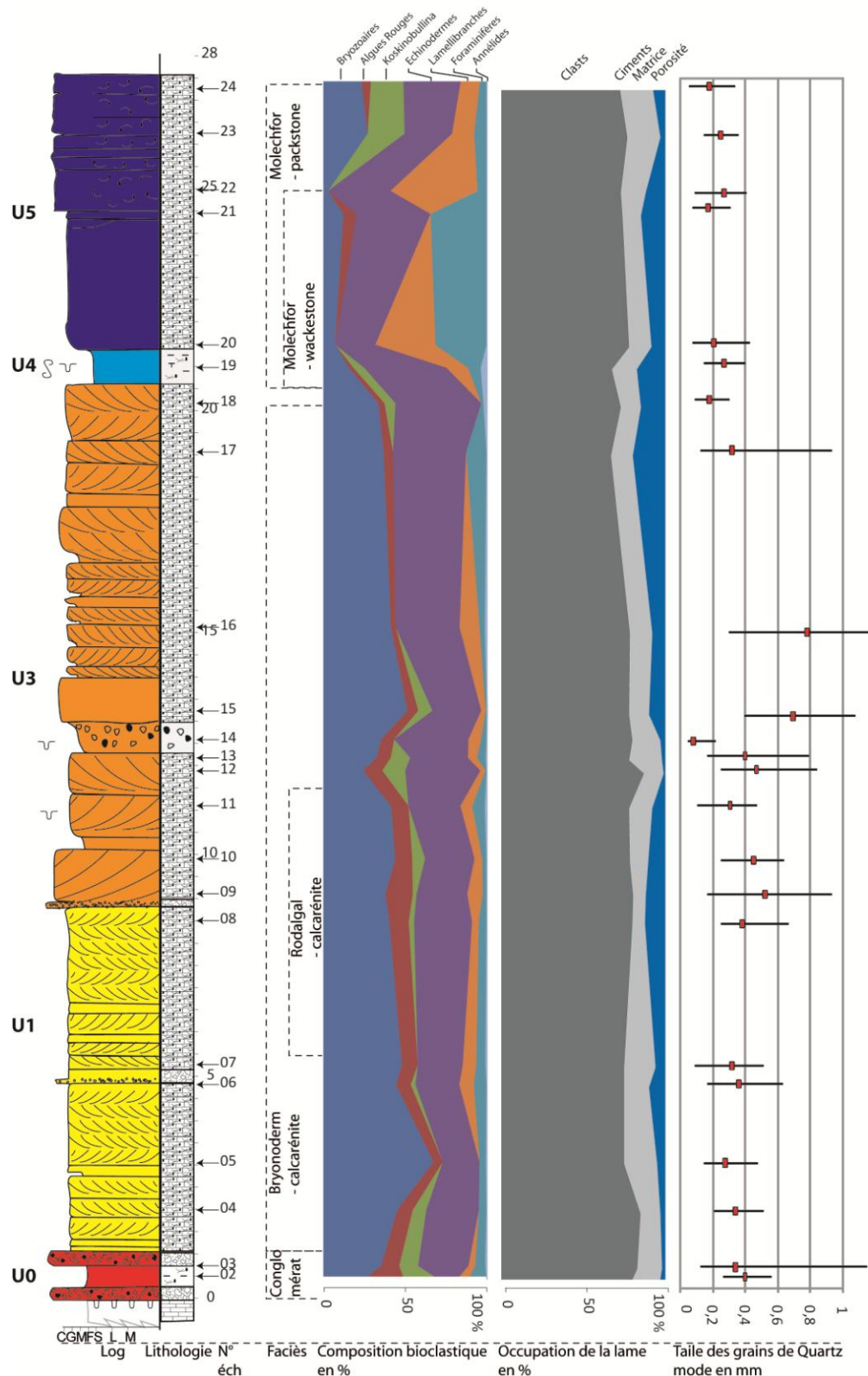


Figure 3-44: Analyse des pourcentages bioclastiques de Payan (X : 827,00 ; Y : 3190, 60) issus d'analyses quantitatives, porosité au sein des lames et mode de la taille des grains de quartz. Le log est accompagné du découpage en unités (U0, 1, 3, 4 et 5) qui illustrent le découpage en faciès pour la pétrographie et les architectures différentes associées. U0 est associée au conglomérat, U1 et U3 sont associées aux calcarénites Bryonoderm et Rhodalgal. U4 est associée au wackestone Molechfor et U5 au packstone Molechfor

3.5.1.2 COMPOSITION SUR LE SITE DE SAINT SIFFREIN

De même que pour Payan, l'unité U0, conglomératique, n'a pas pu faire l'objet de comptages significatifs des fractions bioclastiques. Chose remarquable dans la suite de cette série, on observe que les packstones sont systématiquement moins poreux que les grainstones, ceci étant à mettre en rapport avec des processus de dissolution du ciment sparitique (nous reverrons cela au chapitre de la diagenèse).

Les U1 et U3 sont, de même qu'à Payan, caractérisées par la présence importante de Bryozoaires (43 à 60 %) encroûtants, robustes et flexibles, en bon état de conservation, traduisant un milieu à bathymétrie restreinte et des vitesses de courant modérées à élevées. On retrouve également la présence de Bryozoaires de niveau d'énergie plus faible avec des bathymétries plus importantes, plus disloqués et mélangés à l'ensemble bioclastique. D'autre part, la présence en quantité importante d'Echinodermes (10 à 35 %), permet d'attribuer le faciès Bryonoderm à ces unités. On note que les Foraminifères sont essentiellement benthiques.

Le sommet de l'unité U1 est marqué par une augmentation importante et locale des Algues Rouges (sous forme de rhodolithes) en bon état de conservation, faisant passer cette partie de la succession du faciès Bryonoderm à Rhodalgai. Cette augmentation est accompagnée d'une évolution du mode de la taille des grains de quartz qui augmentent de 0,2 à 0,5 mm (grains de 1 à 2 mm). Elle traduit une augmentation de la vitesse des courants et une diminution de la bathymétrie. Ce résultat est corroboré par la présence à ce niveau de *Koskinobullina*.

L'unité U4 est relativement bien développée. Elle se caractérise par la présence d'Echinodermes, de Foraminifères planctoniques et de quelques Mollusques avec une cimentation (dont cimentation syntaxiale d'Echinodermes) très importante, réduisant considérablement la porosité. On note une très nette diminution des grands Foraminifères benthiques au profit de plus petits Foraminifères pélagiques. Le faciès correspond à un Molechfor packstone.

L'unité U5 est constituée majoritairement de grandes plaques d'Echinodermes (jusqu'à 50 %), de Foraminifères benthiques (*Textulariidae*) et de quelques Foraminifères planctoniques. Ces associations sont principalement caractéristiques du faciès Molechfor packstone. D'autre part, on retrouve la présence de quelques galets argileux (remaniés de l'unité U4 ?).

En termes d'environnement cela pourrait s'expliquer par un plus haut niveau marin que la base du remplissage de la vallée, le cortège de haut niveau marin (U5 : 20 m) étant très développé dans cette série. Cela permet d'appuyer le découpage séquentiel qui a pu être effectué dans le secteur de Vénasque (Besson, 2005 ; Dalrymple, communication orale).

Pour le mode de la taille des grains de quartz qui représentent entre 5 et 13 % des carbonates sur ce site, varie entre 0.5 et 1 mm dans l'U1 et U3 de la série et diminue en remontant vers la partie sommitale dans les U4 et U5, avec des tailles médianes de quartz comprises entre 0,2 et 0,3 mm. Comme pour le site de Payan, on note une diminution générale de la taille du matériel détritique vers le haut de la série.

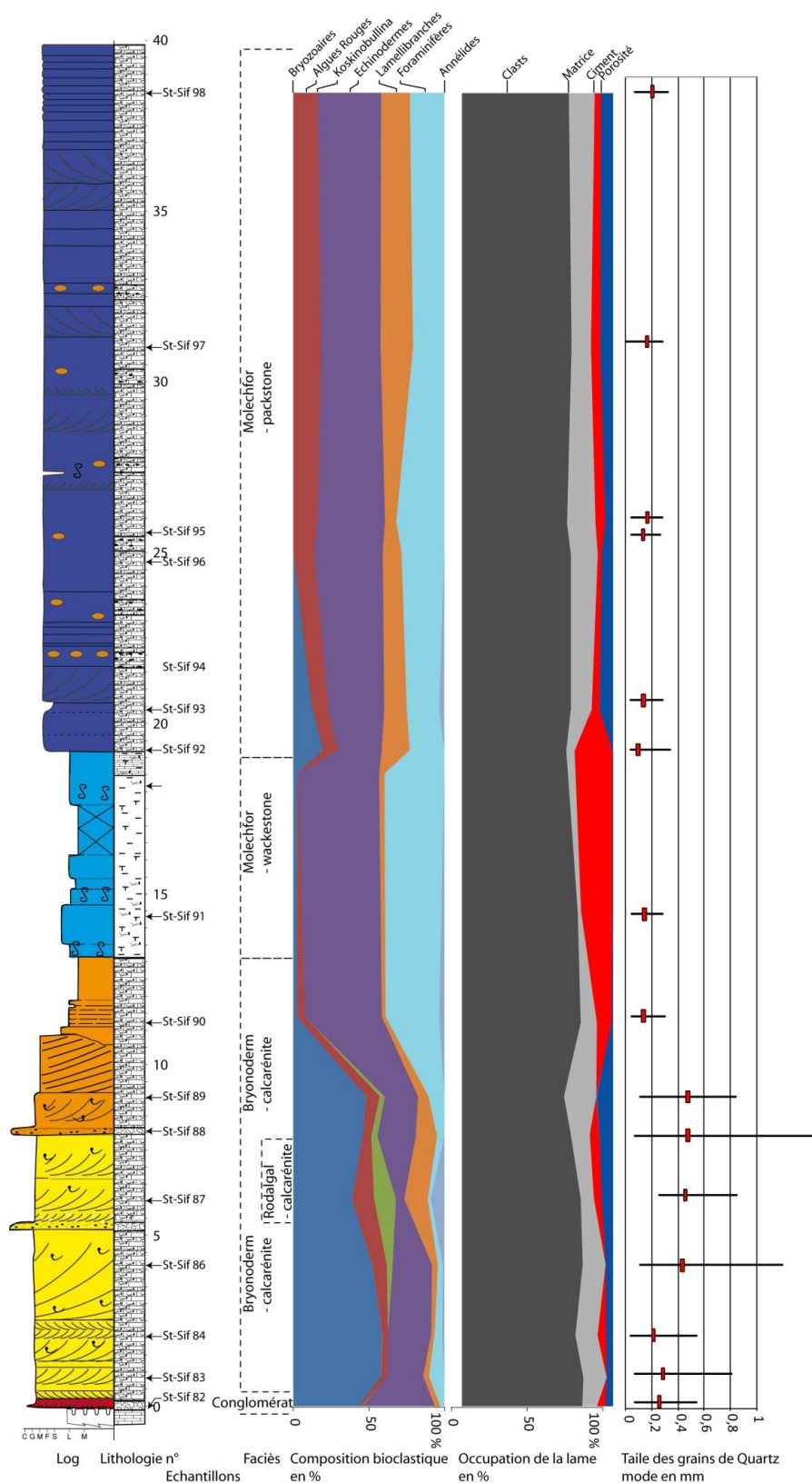


Figure 3-45: Analyse des pourcentages bioclastiques de Vénasque Saint-Siffrein (X : 824,90 ; Y : 3192,25) issus d'analyses quantitatives, porosité au sein des lames, mode de la taille des grains de quartz. Le log est accompagné du découpage en unité (U0, 1, 3, 4 et 5) qui illustre le découpage en faciès pour la pétrographie et les architectures différentes associées. U0 est associée au conglomérat, U1 et U3 sont associées aux calcarénites Bryonoderm et Rhodalgal. U4 est associée au wackestone Molechfor et U5 au packstone Molechfor.

3.5.1.3 COMPOSITION SUR LE SITE DE VENASQUE - JOUVENAL

Les compositions fauniques sur le site de Jouvenal permettent de mettre en relief les successions de sets et les discontinuités qui les séparent, ceci sur la section supérieure de l'unité **U1**. Elles permettent d'apprécier même une certaine variabilité des constituants à l'intérieur d'un même faciès.

Comme pour la partie supérieure de l'**U1** de Saint Siffrein vue précédemment, les carbonates correspondent au faciès Bryonoderm avec localement une tendance vers le Rhodalgai. Les Bryozoaires (35 à 65 %) sont principalement des encroûtants multilaminés, des érigés rigides, foliacés et robustes, et des érigés flexibles. Les Echinodermes sont compris entre 25 et 55 %, avec toujours une évolution inverse par rapport à la proportion en Bryozoaires. La proportion en Algues Rouges encroûtantes de grande taille est nettement plus importante que dans les autres séries observées jusqu'à présent (notamment à la base d'**U1**, **U3**, **U4** et **U5**) sans toutefois atteindre la taille de gros rhodolithes.

La proportion en Foraminifères est comprise entre 5 et 15 % sur l'ensemble de la série avec une majorité de Foraminifères benthiques (*Amphistegina*, *Rotalia*, *Textularia*). On note une augmentation des Foraminifères planctoniques au niveau des bancs 'mous' (niveaux de couleurs grise).

On remarque que les fluctuations de pourcentage de ciment / porosité et de la composition bioclastique sont faibles sur cette série (Figure 3-46, Figure 3-47). On regardera par la suite si des variations minimales de composition peuvent avoir toutefois un impact en terme de diagenèse.

On observe une distinction très nette entre les pourcentages de matériels bioclastiques qui constituent les foresets et les bottomsets des dunes. Les foresets sont principalement constitués de Bryozoaires

robustes (45 %), d'Echinodermes (20 à 30 %), d'Algues Rouges (12 %) et de *Koskinobullina*. En revanche, dans les bottomsets, les Bryozoaires ne représentent que 30 % des bioclastes, alors que les Echinodermes atteignent quasiment 50 % et qu'on note l'absence de *Koskinobullina*.

La plus grande abondance des Bryozoaires au sein des foresets et des Echinodermes au sein des bottomsets peut s'expliquer par une différence de flottabilité entre les plaques d'Echinodermes et les bioclastes de Bryozoaires, ces derniers étant souvent plus massifs dans cette série. L'abondance relative minimum en Echinodermes s'observe dans la partie médiane des foresets, la base et surtout le sommet de ces derniers en étant moins dépourvus que les bottomsets. En revanche, les variations relatives des Algues rouges et des Foraminifères sont indépendantes de la position des échantillons.

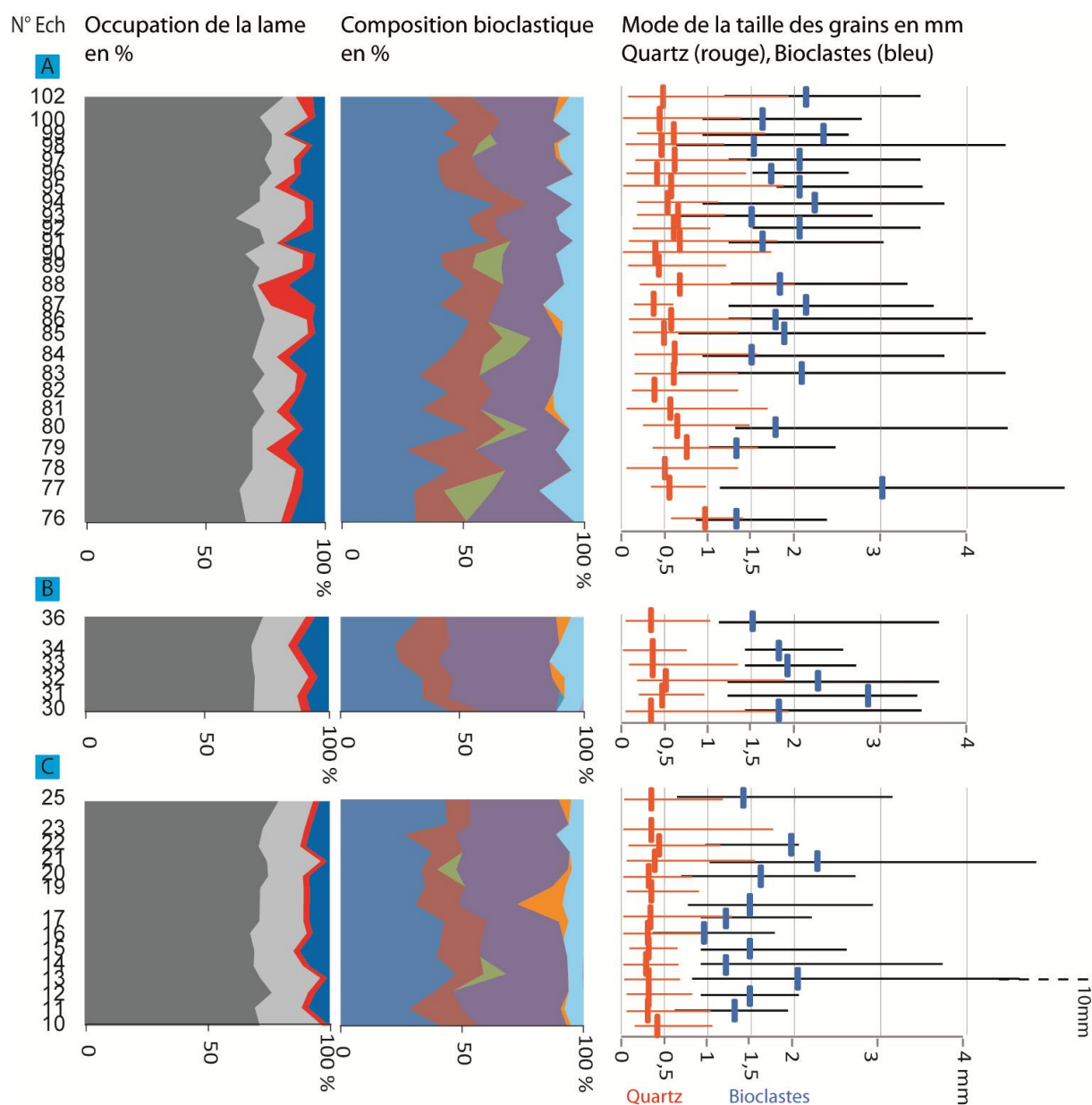


Figure 3-47: Détail des évolutions des constituants des lames minces, de la composition bioclastique, de la taille médiane des grains de quartz et des bioclastes, en fonction de la position sur les sets et les discontinuités qui les séparent.

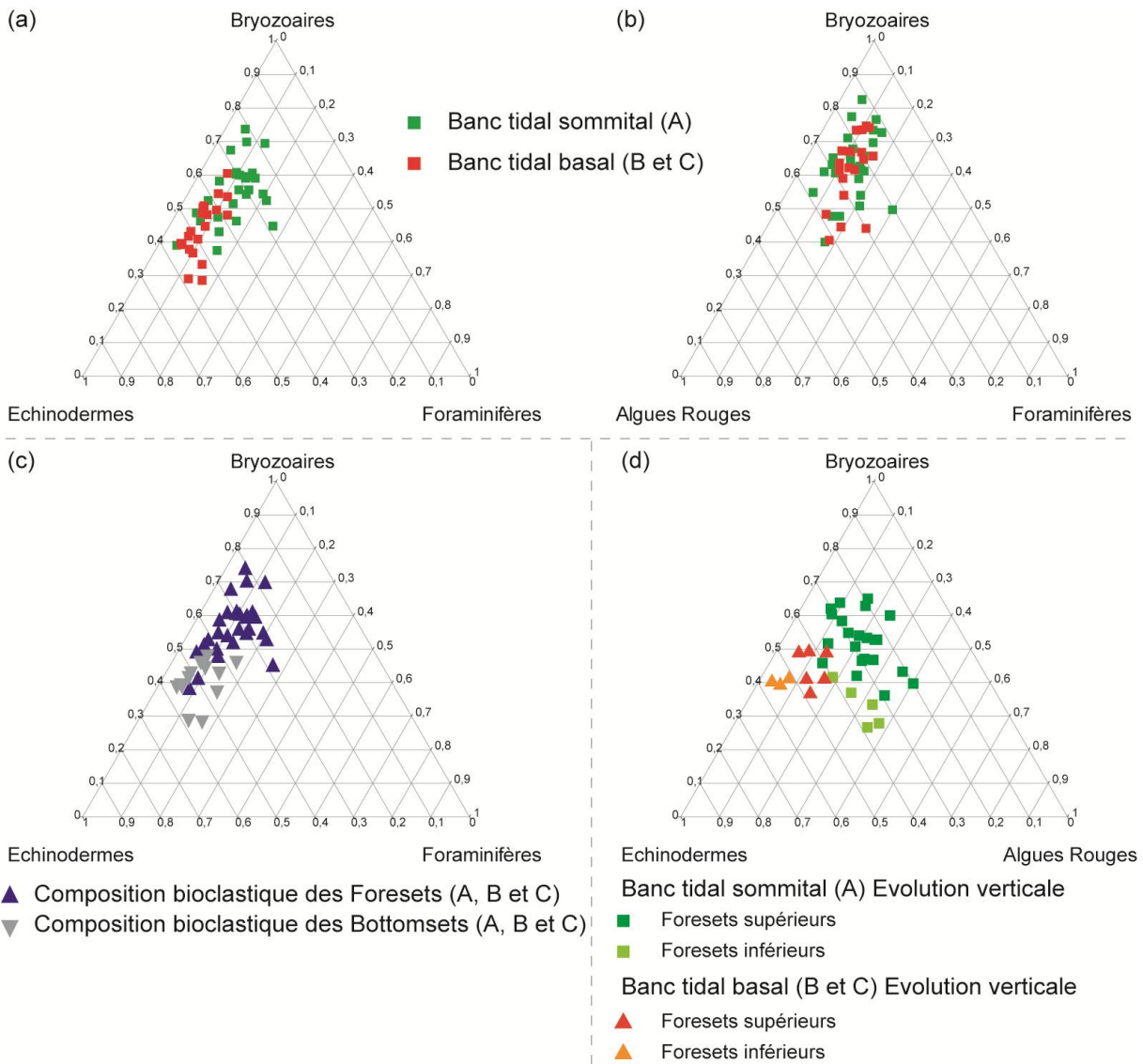


Figure 3-48: Diagramme ternaire illustrant les variations des compositions bioclastiques au sein des deux dunes de l'U1 (Vénasque Jouvenal Figure 3-19) en fonction des quatre principaux constituants (Bryozoaires, Echinodermes, Algues Rouges et Foraminifères). a) et b) Variations de composition des constituants principaux entre les 2 bancs. c) Variations de composition entre les Foresets (+ de Bryozoaires) et les Bottomsets (+ d'Echinodermes) des deux bancs tidaux. d) Evolution verticale des constituants bioclastique principaux entre les Foresets supérieurs (Upper Foresets) et inférieurs (Bottom Foresets) des 2 bancs tidaux, sommital (A) et basal (B et C).

	Foresets (FS) vs Bottomsets (BS)	Constituants bioclastiques en %						Mode de la taille des grains (Qz) (mm)	Compositions bioclastiques moyennes
		Bryozoaires	Echinodermes	Algues rouges	Koskinobullina	Foraminifères	Lamellibranches		
Foresets (FS)	FS A n = 22	46 64 _ 38	22 38 _ 14	12 23 _ 7	11	7 23 _ 4	2 8 _ 0	0,55	
	FS B n = 5	46	31	13	-	9	-	0,35	
	FS C n = 6	43 53 _ 41	31 41 _ 28	12 18 _ 9	9	4 8 _ 5	1 5 _ 0	0,33	
Bottomsets (BS)	BS A n = 6	32 36 _ 27	35 44 _ 27	23 28 _ 17	-	9 12 _ 4	2 4 _ 0	0,68	
	BS B n = 6	29 34 _ 23	45 48 _ 41	15 23 _ 10	-	9 14 _ 5	2 6 _ 0	0,40	
	BS C n = 6	28 31 _ 26	36 41 _ 25	20 22 _ 17	-	9 11 _ 8	7 19 _ 0	0,35	

Figure 3-49: Variation de la composition bioclastique sur deux exemples de dune (A) et (B, C) de l'U1 (Vénasque Jouvenal Figure 3-19) en fonction de la position sur les Foresets ou les Bottomsets. Les compositions des Foresets (FS) et des Bottomsets (BS) A et B, C, permettent de suivre l'évolution verticale des compositions entre les deux dunes. Les compositions des Foresets et des Bottomsets de B et C permettent de suivre l'évolution latérale au sein du corps. Les pourcentages en gras représentent la valeur moyenne du pourcentage pour chaque élément, accompagnée des extrêmes, et (n) correspond aux nombre de mesures effectuées sur les Foresets et les Bottomsets (Figure 3-19).

3.5.1.4 RELATIONS ENTRE FACIES ET ARCHITECTURES

Sur l'ensemble de ces logs, on peut établir que la relation entre les faciès et l'architecture est forte pour ce qui concerne l'abondance relative en Bryozoaires de bathymétrie peu profonde et d'hydrodynamisme élevé. Ceci suggère que cette source, dominante en volume, soit également très proche, voire superposée aux corps sédimentaires actifs.

On note un enrichissement progressif en matériel carbonaté vers le haut des séries d'une part et vers le haut des corps

sédimentaires d'autre part. On peut de la sorte tracer avec les microfaciès les séquences haute fréquence (S1a à S1c), et plus encore par la séquence du Burdigalien supérieur (S2).

Les transports énergétiques sont prouvés par des grains abrasés, cassés, désarticulés et l'absence de perforations dans les éléments détritiques. Les couches micritiques sur de nombreux et robustes Bryozoaires montrent cependant que le transport n'était pas suffisant pour abraser tous les grains. Cela indique une source de sédiments locaux c'est-à-dire une fabrique de carbonates.

Unité		U0	U1		U2	U3		U4		U5		
Séquences			TSTS1b2				TST S1c1		TST S1c2 - Wack		TST S1c2 - Pack	
Localisation			Payan Pay50-1	St Siffrein Vsqq11-1	Jouvenal Vsqq17-1		Payan Pay50-1	St Siffrein Vsqq11-1	Payan Pay50-1	St Siffrein Vsqq11-1	Payan Pay50-1	St Siffrein Vsqq11-1
Composition (% de lame)	Clastes		75-85	75-82	63-83		65-70	65-70	67-80	75	72-77	65-70
	Ciments		7--20	15--20	15--30		7--20	15--25	11--15	20--25	5--20	25--30
	Porosité		3--12	5--10	1--20		1--20	10--15	8--18	0,5-1	3--12	5--12
Clastes (% de Clastes)	Bryozoaires		45-66	43-60	30-64		25-50	45-49	7--15	2--3	3--25	0-18
	Encroûtants Erigés (rig/flex) Branchus délicats											
	Echinodermes		22-35	10--50	22-45		30-50	21-25	25-46	52-54	28-40	30-45
	Algues Rouges		6--12	1--19	10--20		3--17	5--9	0-8	0-5	0-5	10--18
	Foraminifères		4--9	2--10	5--15		1--15	5--11	11--35	35-40	6--8	20-30
	Benthiques Planctoniques		85% 15%				47% 53%		16% 84%		65% 35%	
	Koskinobullinas		0-9	0	0-10		0-15	4	0-5	0	0-20	0
	Mollusques		0-9	3--21	1--19		0-12	7--14	0-35	2--3	13-50	7--20
	Taille grains (mm)	Squelettiques		0,5-0,6				0,5-0,6		0,2-0,4		0,2-0,3
Quartz			0,3-0,5	0,2-0,5	0,3-0,7		0,1-0,7	0,5	0,1-0,2	0,1-0,15	0,2-0,3	0,08-0,2

Figure 3-50: Synthèse sur la composition bioclastique des différentes unités constituant le remplissage principal des vallées incisées de Vénasque.

3.5.2 ANALYSE QUANTITATIVE DES GRAINS DE QUARTZ

La granulométrie des grains de quartz renseigne sur l'intensité des courants et sur la distance de transport. (Le diamètre des bioclastes, en revanche, n'est pas un proxy de la vitesse du courant car ils sont plus flottants et peuvent être formés *in situ* dans de nombreux cas.) Il est intéressant de regarder l'évolution verticale de l'abondance en quartz dans les logs, pour déterminer si l'on a un apport continu du matériel, ou bien si l'on a un stock initial et que celui-ci soit consommé progressivement dans la construction des corps sédimentaires, de sorte que la proportion terrigène dans les faciès diminue vers le haut. L'analyse des microfaciès montre que dans les corps bioclastiques, l'agencement des grains de quartz se présente sous forme de lamines, parfois cryptiques en macrofaciès.

Sur l'ensemble des sites de Vénasque – Saint Siffrein, Vénasque – Jouvenal et Payan, la forme des histogrammes de la granulométrie des grains de quartz est généralement unimodale et relativement

bien triée. Ceci indique que l'origine de ce matériel détritique n'est pas d'origine locale et a été transporté.

Dans la série de Vénasque Saint Siffrein, le signal des quartz fait apparaître trois successions. La partie basale des grainstones de la base est constituée de quartz variant de 0,25 mm à 0,5 mm, avec des distributions granulométriques unimodales. La partie sommitale des grainstones de la base présente des histogrammes plus étalés, avec des grains plus grossiers (entre 0,3 et 1,2 mm), traduisant une augmentation dans l'hydrodynamisme. On note qu'il n'y a pas de différences entre les packstones et les grainstones du reste de l'ensemble du log (à partir de St Sif 91 jusqu'au sommet (**Figure 3-52**)). Enfin, la partie sommitale est caractérisée par une diminution de la taille des grains de quartz, comprise entre 0,1 et 0,35 mm. Dans tous les échantillons, le mode des grains de quartz est toujours très net.

La série de Payan présente une évolution similaire. La molasse inférieure de Saumane y débute avec des granulométries unimodales comprises entre 0,2 et 0,45 mm. Comme à Saint Siffrein, la

granularité augmente vers le haut et les histogrammes s'élargissent, avec des tailles des grains de quartz comprises entre 0,3 mm et 1,5 mm. On peut donc supposer qu'un apport extérieur au matériel remanié *in situ* se met en place et, d'autre part, que l'hydrodynamisme s'intensifie. Là aussi, le mode des grains de quartz chute dans la partie sommitale de la série, avec des tailles entre 0,1 et 0,25 mm. Cela traduit un environnement où l'apport de matériel détritique est renouvelé, avec un hydrodynamisme plus faible que le restant de la série.

Dans la série de Vénasque-Jouvenal, au sein de l'unité TST S1b2, les faciès Molechfor wackestone présentent des quartz qui sont dans l'ensemble assez fins ($<0,2$ mm), et pour l'ensemble des autres faciès (Bryonoderm, Rhodalgall et Molechfor packstone), des modes plus grossiers (de 0,2 à 0,8 mm). Mais, contrairement aux autres sites, il n'y a pas de relation claire entre les pourcentages bioclastiques et l'évolution des quartz. Cela suggère que la relation entre les biofaciès et l'architecture n'est pas pilotée par l'hydrodynamisme, mais par la proximité des sources carbonatées ad hoc.

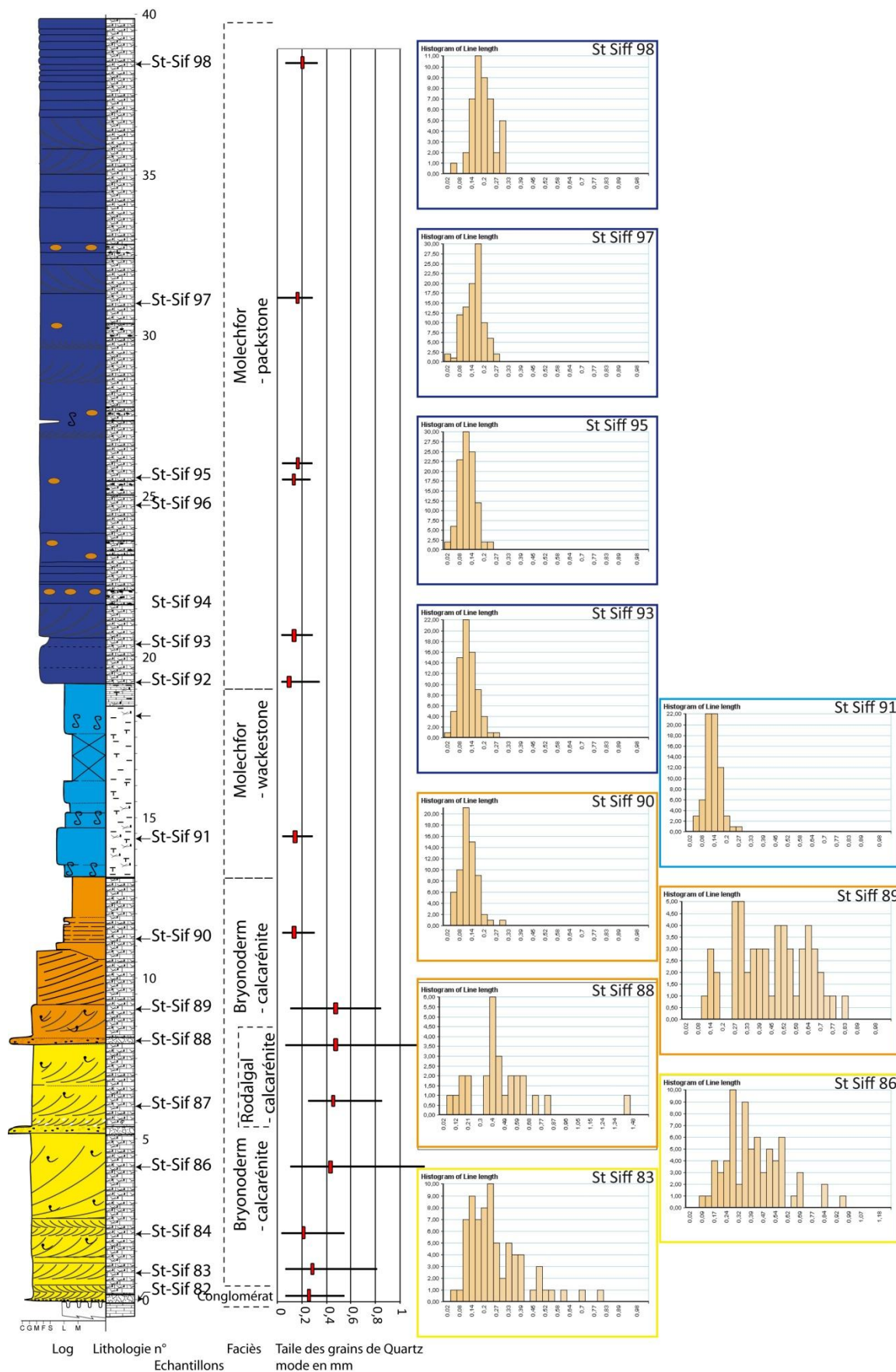


Figure 3-51: Histogramme de la taille du diamètre des grains de quartz le long du log de Vénasque - Saint Siffrein

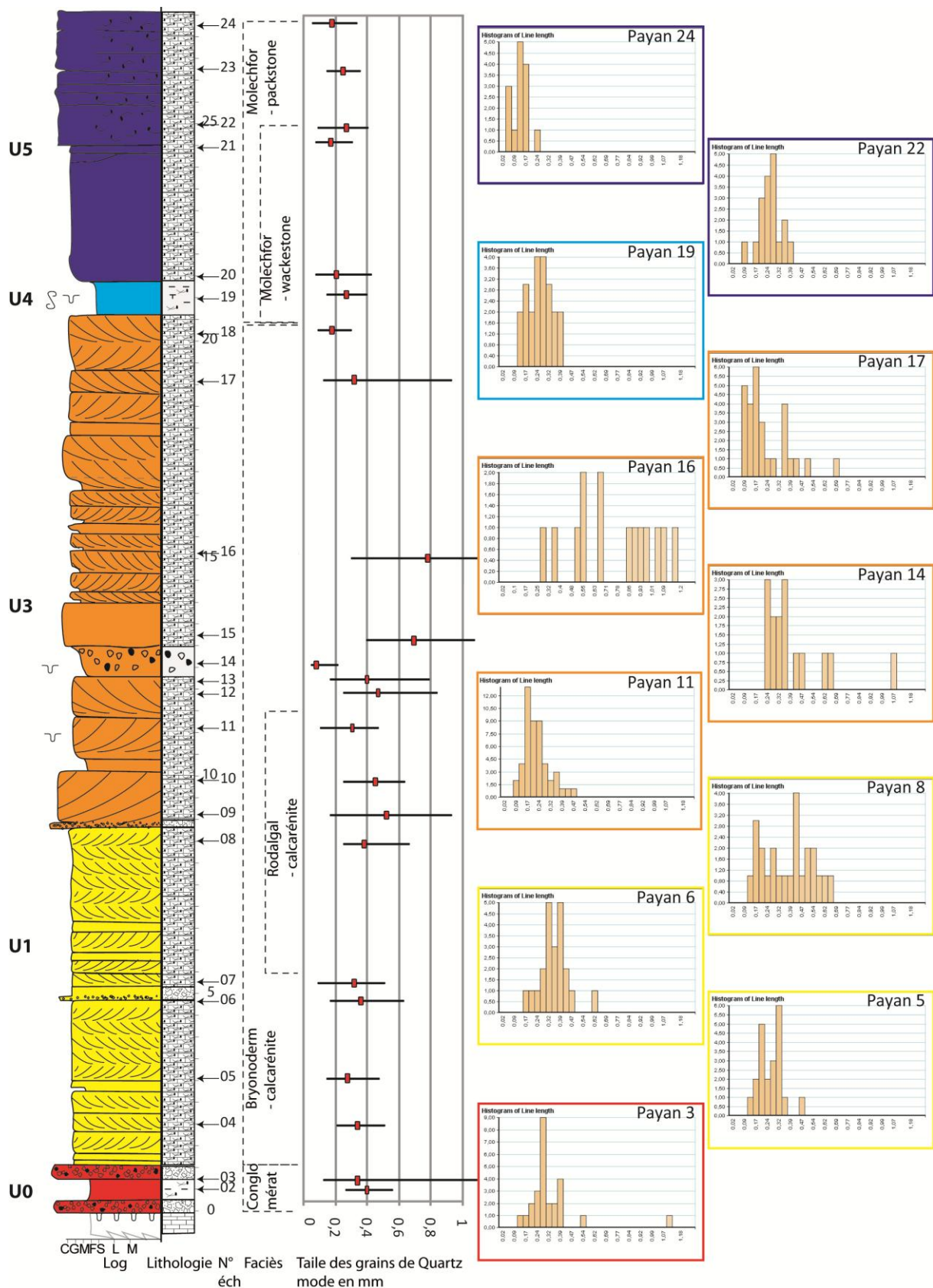


Figure 3-52: Histogramme de la taille du diamètre des grains de quartz le long du log de Payan

3.6 PALEOCOURANTS, PALEOBATHYMETRIE

L'architecture des dunes et la granulométrie des grains de quartz (mode) sont utilisés pour estimer la vitesse du courant près du fond. L'apport de l'étude du matériel bioclastique nous permet de distinguer la présence d'environnements hydrodynamiques distincts au cours du remplissage des cortèges transgressifs des vallées principales de Vénasque et de Payan.

3.6.1 VITESSE DU COURANT

Le Diagramme de Hjulström (*Hjulström, 1939; Graf et al., 1984*) permet de connaître l'activité d'un grain en fonction de la vitesse du courant dans le cours d'eau où il se trouve, et en fonction de sa taille. Il permet de définir l'activité des particules, à savoir s'il y a érosion, transport ou dépôt, en fonction de leur taille et de la vitesse du courant.

La vitesse de sédimentation est délimitée sur le diagramme par la zone de sédimentation en fonction du diamètre (monodispersé) du granulat. La vitesse critique d'érosion (U_{cr}) des parois (fond)

est acquise par une analyse des données obtenues avec des matériaux (monodispersés) uniformes. Ce diagramme $U_{cr}=f(d)$ montre que c'est le sable fin ($d \sim 0,1 \text{ mm}$) qui s'érode le plus facilement.

Ce diagramme ne fonctionne pas pour des fonds dunaires, mais pour des fonds plats avec une faible tranche d'eau. Cependant il permet de suivre en première approximation la variation de la taille des grains de quartz en relation avec la vitesse des courants.

La base du remplissage de la molasse inférieure de Saumane est caractérisée par une distribution unimodale des grains de quartz avec des moyennes comprises entre 0,2 et 0,5 mm, ce qui peut se traduire par des vitesses de courants comprises entre 20 et 50 cm/s. La partie supérieure de la molasse de Saumane est caractérisée par une distribution des grains de quartz comprise entre 0,3 et 1,5 mm, se qui se traduit par des vitesses de courant comprises entre 30 et au moins 100 cm/s. Au niveau de la molasse supérieure de Saumane, la distribution des grains de quartz est comprise entre 0,15 et 0,35 mm, indiquant des vitesses de courant moins importantes, entre 10 et 30 cm/s.

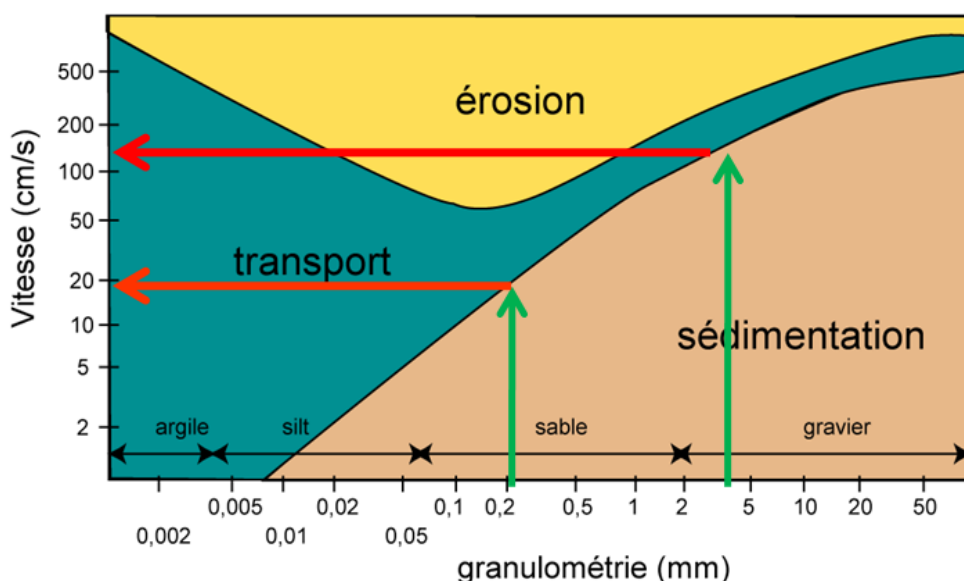


Figure 3-53: Diagramme de Hjulström: permet de déterminer la vitesse d'un cours d'eau en fonction de la granulométrie d'un grain étudié.

3.6.2 BATHYMETRIE

La formule de *Van Gastel (1987)* nous permet d'avoir des estimations sur les profils de vitesse pour les courants dominés jusant et dominés flot. La vitesse calculée est fonction des caractéristiques de la profondeur d'eau (H_{eau}) qui sera sensible notamment au marnage ainsi qu'au prisme tidal (1 et 2).

$$(1) \quad V_{\text{jusant}} = 0,61 \cdot H_{\text{eau}}^{0,22}$$

$$(2) \quad V_{\text{flot}} = 0,53 \cdot H_{\text{eau}}^{0,29}$$

Or, la profondeur d'eau est proportionnelle à la hauteur des dunes à l'équilibre stationnaire. Deux formules expriment ces proportionnalités (3 Allen, 1984 et 4 Yalin et al., 1984) :

$$(3) \quad H_{\text{dune}} = 0,086 \cdot H_{\text{eau}}^{1,19}$$

$$(4) \quad H_{\text{dune}} = 0,167 \cdot H_{\text{eau}}$$

Les dunes étant érodées par leur chevauchement mutuel, il est possible d'utiliser leur longueur d'onde (L) plutôt que leur hauteur grâce à la formule (5) suivante :

$$(5) \quad H_{\text{eau}} = 0,167 \cdot L$$

Soit approximativement :

$$(6) \quad H_{\text{eau}} = 1/6 \cdot L$$

(En utilisant la relation d'Allen :

$$H_{\text{dune}} = 1/36 \cdot L)$$

La vitesse du courant ne contraint pas la hauteur des dunes ou leur espacement à l'équilibre hydrodynamique, seule joue la profondeur d'eau, qui résulte de la combinaison de la théorie et des observations. Sur les panoramas P16 de

Vénasque (Figure 3-18), de P20 des Espuys (**Figure 3-20**) et de P30 Fonsargoule (Figure 3-22), on mesure des dunes tidales de 5 à 6 mètres de hauteur dans la partie basale au niveau des unités 2 et 3. On obtient donc pour des hauteurs de dunes de 5 à 6 mètres et pour des longueurs d'onde entre de l'ordre de 200 m, des bathymétries de l'ordre de 30 à 35 mètres.

A côté de cela, la présence de Foraminifères benthiques (*Amphistegina*) et d'Algues coralinacées branchues dans les faciès constitutifs de ces grandes dunes indique une profondeur inférieure à 60 m, ce qui donne une fourchette de 30 à 60 m pour la profondeur d'eau au-dessus des dunes. Corrélativement, on peut estimer à 130 cm/s la vitesse des courants dans lesquels ces dunes migraient.

Les plus grandes dunes sont enregistrées dans l'unité 4. Compte tenu de l'érosion au toit, elles devaient faire plus d'une dizaine de mètres de hauteur, ce qui indiquerait des tranches d'eau de 70 m. Toutefois, *Dalrymple et Rhodes (1995)* suggèrent que, notamment dans le cas de superposition de rides et de petites dunes à la surface des grandes, les relations entre hauteur des grandes dunes et paléobathymétrie soient plus complexes que celles décrites par Yalin (1963). Dans l'estuaire de la Gironde, Berné (1991) observe que la hauteur des dunes augmente plus rapidement que ce qui est prédit par Yalin lorsque la profondeur d'eau dépasse 30 m ; la différence est attribuée à certains paramètres comme la granulométrie du sédiment et la vitesse du courant, variables à l'échelle d'une dune et qui ne sont pas pris en compte.

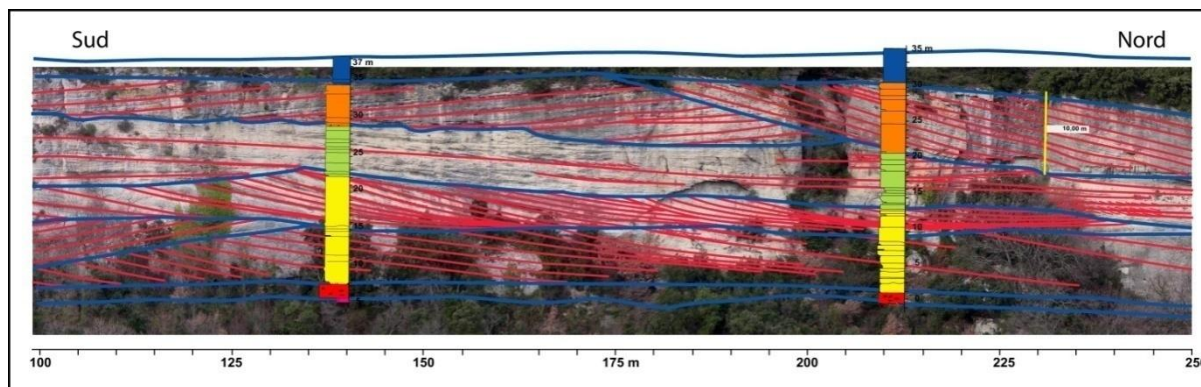


Figure 3-54: Analyse des profils de vitesse en fonction de la hauteur des bancs tidaux. Exemple de mesures de hauteur des bancs sur le panorama P16 de Vénasque (Figure 3-18).

3.7 DIAGENESE

A l'appui des données architecturales et des biofaciès, l'étude de la diagenèse permet notamment d'illustrer les qualités potentielles du réservoir, celles-ci ayant des implications en terme de cimentation, de porosité et de perméabilité. Nous porterons une attention particulière à la diagenèse vadose. Par rapport à la zone submergée (infratidale), la zone de battement des marées est d'extension très limitée et le volume de sédiments affectés par la diagenèse vadose est peu important. Toutefois, la diagenèse en milieu intertidal est d'une importance particulière pour les analyses paléogéographiques des séries où la transition marin – continental n'est pas préservée dans les dépôts.

3.7.1 CIMENTATION POLYPHASEE

Quatre phases de cimentation (C1 à C4) sont révélées par l'analyse en cathodoluminescence (Figure 3-55 b, d, f, g & Figure 3-56 a, c, d).

C1 apparaît de couleur marron foncé et souvent dissoute. Cette phase laisse apparaître localement des cimentations de forme carrée (ou bien leurs fantômes), ce qui montre que le ciment est formé d'aragonite (système orthorhombique) et qu'il est d'origine marine précoce. La présence dans des loges de Bryozoaires de sédiments internes flottants dans une

matrice composée de silt et de vase témoigne d'une origine marine, confirmant aussi l'origine synsédimentaire de la diagenèse.

La phase **C2** recouvre la C1. Ce ciment est très luminescent (jaune), en très fines bandes alternant avec des bandes moins luminescentes (marron). Assez régulièrement, le ciment C2 présente des asymétries qui n'englobent pas régulièrement les plaques d'Echinodermes. Cela peut signifier que l'on se situe à proximité de la zone d'interface air / eau. Ce type de cimentation est plutôt caractéristique d'une influence météorique phréatique importante au cours de cet épisode. On peut noter qu'une partie importante de la porosité primaire des bioclastes est remplie de cimentation de type C2 et qu'au moment du dépôt de C2, C1 n'est toujours pas dissous. La surface extérieure de C2 présente quelques golfes de dissolution mineurs. La présence de zonations de luminescence, liées à des variations répétitives dans la "qualité" des fluides diagénétiques témoignent d'influences météoriques. Le fait d'observer en général deux phases de cristaux de taille nettement différente plaide également pour une influence météorique.

C3 se distingue très clairement de C2 : en effet la cimentation de couleur marron mate est fortement zonée et se présente sous forme de couches massives isopaques et assez régulières. Les zonations peu luminescentes sont dues à des variations de

la teneur en fer dans un milieu réducteur. En observant cette zonation, on peut voir que l'on se situe toujours au niveau d'une cimentation phréatique météorique. Une partie du ciment C3 remplace en partie le squelette des Echinodermes.

Une phase de dissolution à la suite de la formation du ciment C3 dissolvant préférentiellement l'aragonite (calcite magnésienne) de la phase de cimentation C1, laisse apparaître une porosité secondaire importante entre les bioclastes et la phase de cimentation C2.

Le ciment **C4** est d'aspect mat, terne, ne présente que très peu de zonation durant cette phase de cristallisation. Il se présente sous forme de larges bandes orangées en connexion avec les phases de cimentation C4 des éléments bioclastiques environnants. Cette phase est d'origine phréatique.

En conclusion de cette chronologie de la cimentation, on peut dire que très rapidement après le dépôt des grandes dunes, s'est développée une cimentation C1 de composition HMC – Aragonite (High Magnesium Calcite) c'est-à-dire d'origine marine précoce. Cette phase C1 est recouverte par deux phases de cimentation phréatique météorique (C2 et C3). La calcite magnésienne est ensuite dissoute, puis se développe la dernière phase de cimentation phréatique C4. Une séquence diagénétique fréquemment observée : un

ciment non luminescent pauvre en fer et manganèse, surmonté d'un ciment luminescent riche en manganèse, peut être interprétée comme le reflet de l'évolution du degré d'oxydo-réduction de fluides diagénétiques d'origine météorique (*Vincent. B, Hamon. Y, Comm. Orale*).

La formation de porosité secondaire par dissolution est le processus le plus important dans le développement de la porosité du réservoir. Elle est liée ici à l'intervention relativement précoce et en plusieurs temps de la circulation d'eau douce. Le maximum de diagenèse s'est produit au niveau de l'interface air / eau et dans la zone de mélange entre l'eau douce / l'eau de mer.

3.7.2 RELATION CIMENTS-STRATIGRAPHIE

Au niveau de la séquence l'unité U1 (TST S1b2), on distingue plusieurs jeux de paragenèses dans les ciments syntaxiaux (Figure 3-55 c, d, e, f, g et Figure 3-56). Ceux-ci se développent particulièrement bien autour des plaques d'Echinodermes.

Au niveau de la dune basal, on distingue très nettement 4 phases majeures de cimentation et une phase de dissolution (Figure 3-56 a, b). Dans la partie sommitale du banc sus-jacent, on ne retrouve plus que 3 phases de cimentation et une phase de dissolution (Figure 3-56 c, d).

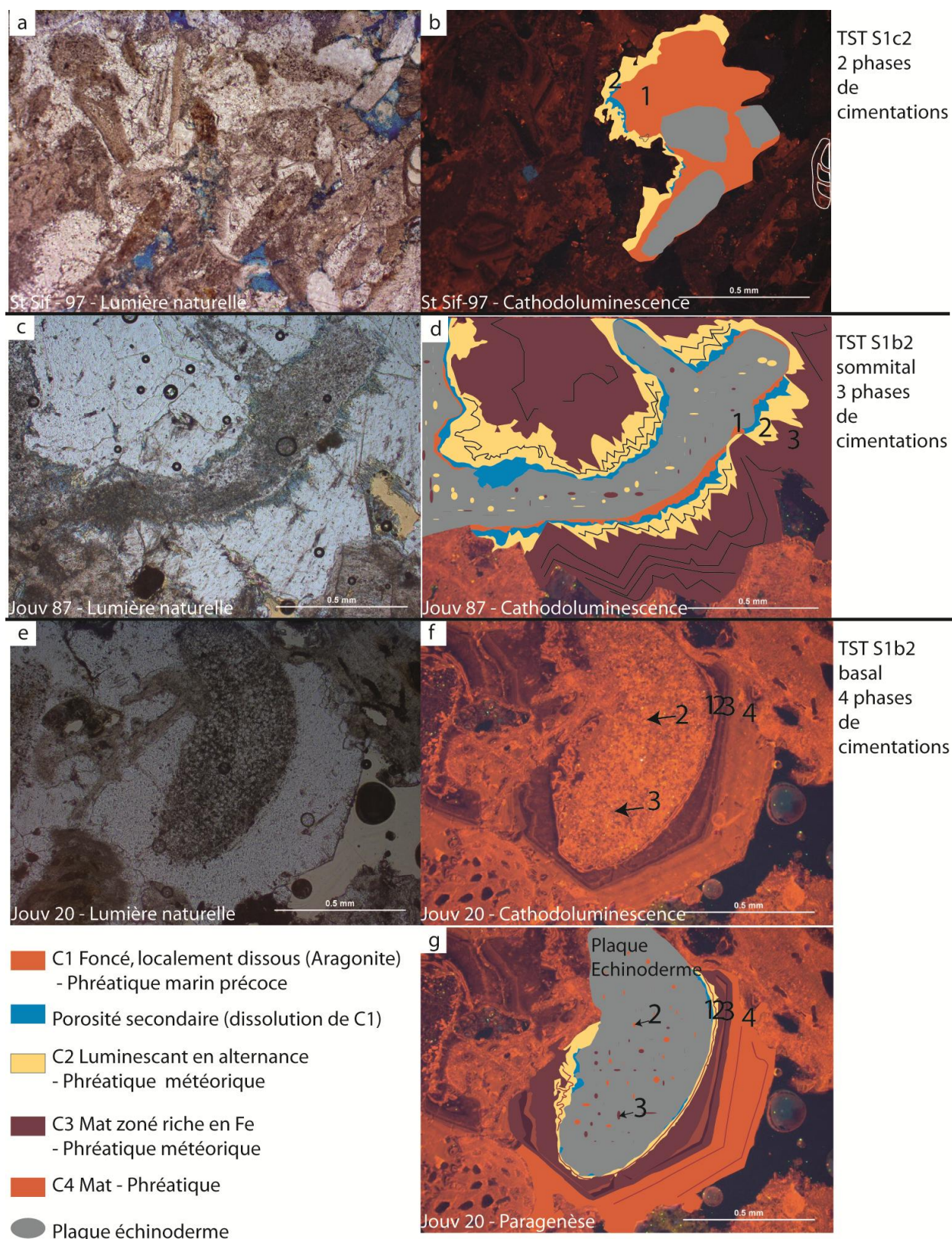


Figure 3-55: Paragenèse des 4 phases de cimentation rencontrées dans la formation de Vénasque, cimentation phréatique marin précoce (C1), phréatique météorique (C2), phréatique météorique (C3), et phréatique (C4). On distingue ici les différentes séquences diagénétique caractéristiques de la séquence TST S1b2 (Jouvenal) et TST S1 c2 (Saint Siffrein), permettant ainsi de suivre l'évolution des phases de cimentation entre les U1 basale (e, f, g) / sommitale (c, d) et U5 (a, b). Les échantillons proviennent des logs Figure 3-25 et Figure 3-27 (détaillé en Figure 3-46), présentés précédemment.

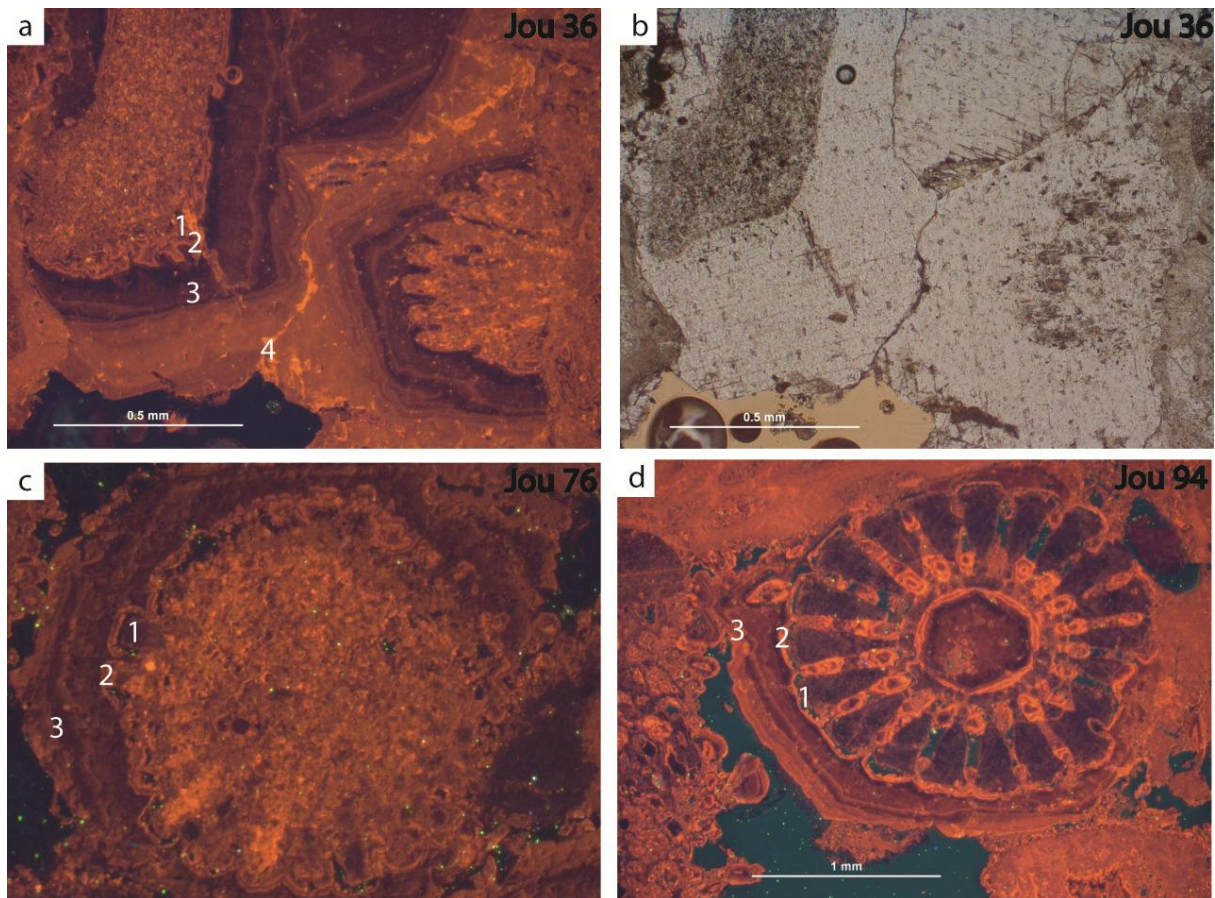


Figure 3-56 a - d: Micro photos de ciments et autres caractéristiques diagénétiques au niveau de l'unité TST S1b2 – Jouvenal. Les échantillons sont localisés sur les Figure 3-46, Figure 3-47; a. b. présentent les 4 phases de cimentation de la dune basale avec : 1 ciment aragonitique (phréatique marin) partiellement dissous, 2 et 3 ciments zonés (Fe) d'aspect mat (phréatique météorique) et 4 larges bandes de cimentation mates (phréatique) ; c. d. présentent les 3 phases de cimentation de la dune sommitale. En c 1 on observe une cimentation de forme carrée (aragonite). 2 et 3 sont identiques aux phases précédentes. Notez l'absence de cimentation 4.

La diagenèse semble donc être additive dans le sens de la chronologie stratigraphique. L'interprétation pourrait être la suivante :

- Durant les cortèges transgressifs et de haut niveau marin, les dunes se déposent sous une tranche d'eau de plusieurs dizaines de mètres. Le dépôt étant fortement aggradant, les faciès sont rapidement scellés par une cimentation marine précoce.

- Durant les baisses de niveau marin, une partie des dépôts se trouve émergée, permettant à des phénomènes de dissolution de se mettre en place ainsi que des phases de cimentation vadose (interface air / eau).

- Cela implique des variations du niveau marin relatif d'au moins 35 m au regard de l'épaisseur des dépôts concernés.

- Des cycles de variation du niveau marin sont associés aux rythmes de dépôt des unités stratigraphiques élémentaires (décamétriques). Les unités inférieures, plus anciennes, ont enregistré davantage de phases de cimentation/dissolution.

Ce dernier point, encore à l'état d'hypothèse, mériterait d'être vérifié par une étude plus systématique sur tous les logs.

Au cours de la diagenèse, la porosité diminue progressivement, jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de cycles de dissolution/précipitation. Il n'est donc pas

exclu que ces dépôts aient subi un plus grand nombre de cycles de variations d'inondation/exondation marines que ce que les ciments laissent entrevoir.

La compréhension des phénomènes à l'origine du réseau poreux des carbonates pose des problèmes complexes. Le sédiment présentant une plus grande aptitude à la diagenèse (durée et intensité)

est celui dont la porosité initiale (et le contenu en aragonite) est la plus grande. Ce sont souvent les faciès à grain grossier, et donc à la plus haute énergie de dépôt. Dans le cas des dunes étudiées ici, ce serait le cœur des foresets bioclastiques. Les bottomsets, plus marneux, peuvent jouer comme des barrières de perméabilité.

4 EXPORTATION DU MODELE DANS UNE AUTRE PARTIE DU BMRP

4.1 INTRODUCTION

La même approche a été respectée dans l'étude de la série miocène du secteur de Martigues. Ce secteur du BMRP a été choisi car on y observe les mêmes séquences de dépôt qu'à Vénasque, dans un contexte morphologique similaire, et qu'on dispose d'une révision stratigraphique récente de la série. L'ensemble du Miocène (Aquitarien – Tortonien) affleure particulièrement bien au niveau du site de Bayanne et des Cabanes. Cela va permettre de voir en premier lieu s'il est possible de confirmer des résultats sur la localisation

des producteurs et sur le transport des bioclastes. Une perspective sur la diagenèse et notamment sur la cimentation sera également incluse à la réflexion.

L'analyse visera à comparer les évolutions de la distribution des producteurs au sein des séquences 1 et 2 décrites dans la vallée de Vénasque avec celle de la section équivalente à la base de la vallée incisée des Cabanes (**Figure 4-1**). D'autre part, on suivra l'évolution bioclastique des différentes séquences S1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 dans cette partie du bassin beaucoup plus proche de du domaine marin ouvert au Miocène.

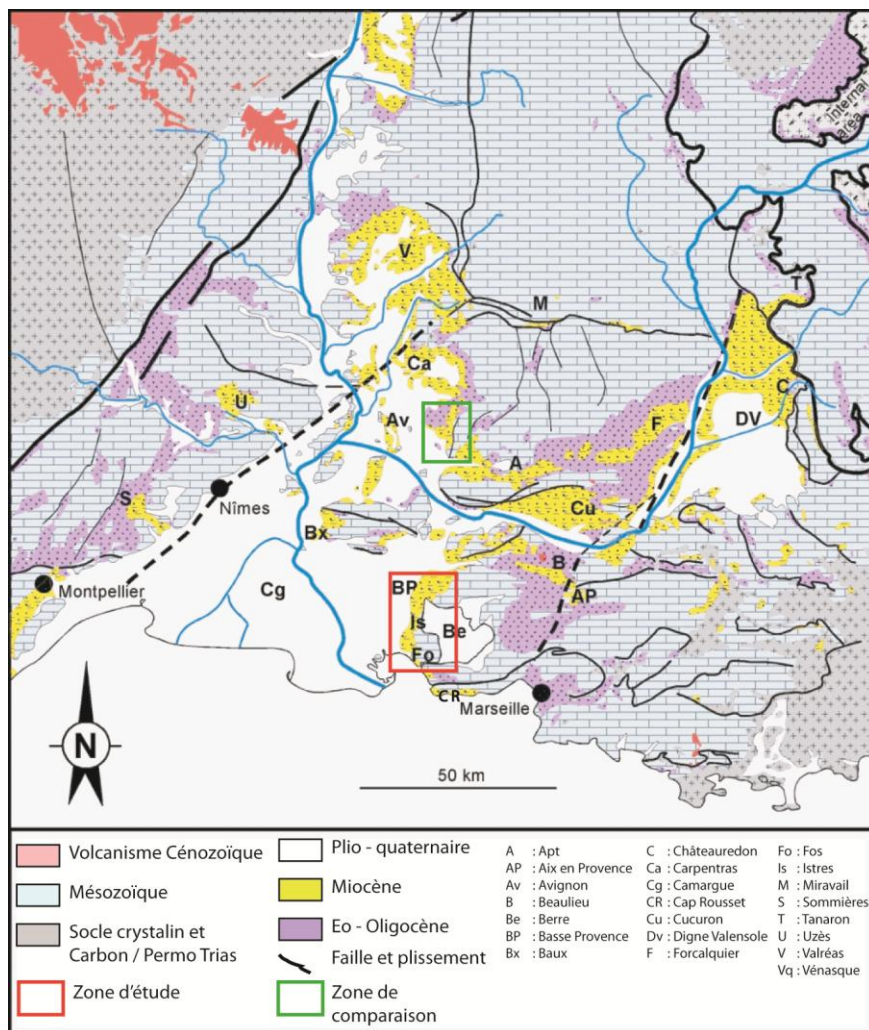


Figure 4-1: Le Bassin Molassique Rhodano-Provençal: extension des dépôts miocènes et localisation des principaux sous bassins.

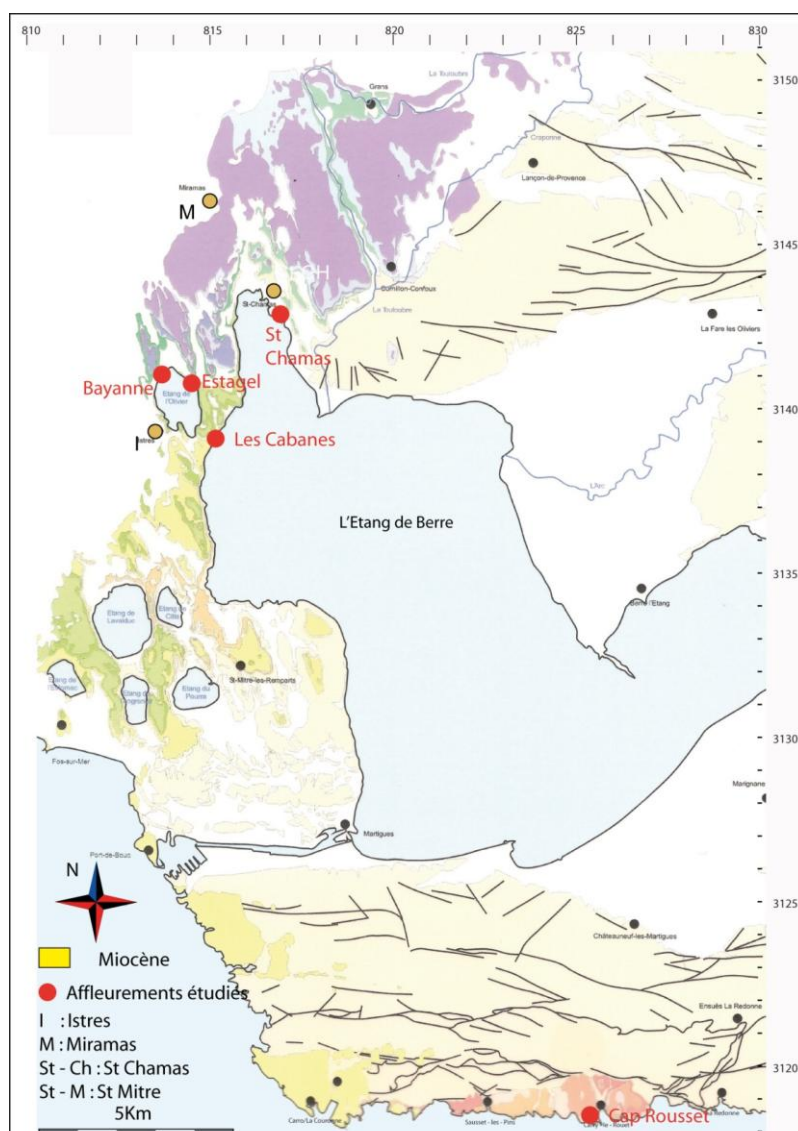


Figure 4-2: Carte géologique détaillée méridionale du BMRP dans le secteur de Martigues et l'Étang de Berre. Synthèse établie par Besson, 2005. La zone est localisée dans le cadre rouge sur la figure précédente (Figure 4-1). La légende des couleurs pour les différentes séquences reprend les mêmes couleurs utilisées pour mes analyses de logs Figure 4-15 et Figure 4-13.

4.2 DONNEES SUR LE MIOCENE DE MARTIGUES

4.2.1 SEQUENCES ET GEOMETRIE DES CORTEGES DE DEPOTS

Les localités de Bayanne et des Cabanes permettent de suivre un enregistrement quasi-continu depuis les premiers cortèges transgressifs de S1, en contact direct sur les formations

Urgoniennes sous jacentes, jusqu'au dernier cortège transgressif de S8. La série est ponctuée d'intervalles marneux correspondant aux cortèges de haut niveau marin (Figure 4-2).

Plusieurs repères stratigraphiques ont été utilisés afin de préciser l'âge des cortèges sédimentaires du BMRP. Ce travail de synthèse des données stratigraphiques préexistantes (Besson, 2005), intégré dans le schéma séquentiel de la série miocène du BMRP, a permis de

délimiter et de conforter les positions des

4.2.1.1 SEQUENCES S1 - S2 - LES CABANES

La coupe des Cabanes nous permet de suivre dans son intégralité les séquences burdigaliennes S1 et S2, équivalente à la formation d'Estagel. Aux Cabanes, la formation, essentiellement bioclastique, repose sur une surface perforée dans les calcaires urgoniens, correspondant au mur de la vallée sous-marine.

Le cortège transgressif de S2 est principalement constitué de 3 cycles à haute fréquence (Figure 4-12, Figure 4-13). Le premier cycle correspond à un niveau métrique à Huîtres (*Ostrea squarossa*) en position de vie, tandis que le deuxième est constitué par des calcaires bioclastiques à Algues rouges, Bryozoaires et quelques coraux isolés formant des dunes tidales métriques. Ces dépôts sont caractéristiques des faciès Rhodalgal.

différentes séquences.

Au-dessus de ce cortège transgressif, le cortège de haut niveau marin de S2 correspond aux marnes de Saint Chamas. Ces marnes, d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, sont bioturbées et se sont déposées sous la limite d'action des vagues. Elles s'enrichissent en silt vers le haut.

Dans ces dépôts, les Algues rouges correspondent à des zones souvent protégées et des courants plus confinés, ceci étant attesté localement par la présence à l'affleurement de Bryozoaire branchus délicats. Les Bryozoaires et les Echinodermes indiquent toutefois une salinité normale. A la base, les Serpulides et les Balanes qui encroûtent les Bryozoaires indiquent un hydrodynamisme plus fort. Les Bryozoaires foliacés correspondent à des niveaux de bathymétrie plus importante (Figure 2-1).



Figure 4-3 : Complexe bioclastique (Bryozoaires / Lithothamniées) au sein de grandes barres tidales transverses (subtidal) surmontées par un platier à Huîtres (*Crassostrea*) (platier intertidal) (de nombreuses Huîtres ont encore les deux valves et certaines sont en position de vie). Détail sur les Mélobésiées (Algues rouges) et quelques Bryozoaires constituant le faciès dit à « pralines » (Rhodalgal).

4.2.1.2 MARNES DE CAP ROUSSET – TRANSITION S2/S3

Afin d'effectuer une corrélation entre le littoral Marseillais et le Miocène de la région de Martigues (Berre, Saint Chamas, Istres), nous avons repris les marnes aquitaniennes de Rousset (parastratotype de Cary) (Figure 4-2) là où le Foraminifère marqueur aquitanien (base N4 Blow) avait été décrit par *Anglada (1970)*. On n'a pas retrouvé ce marqueur dans le Miocène de Martigues, mais des associations plus jeunes (Roland Wernli, comm. pers.). Nous avons donc ré-échantillonné les 4,6 m d'argiles du Cap Rousset en continu avec un prélèvement tous les 20 cm. L'ensemble

des échantillons (28) a permis d'effectuer une détermination à l'aide des Foraminifères planctoniques et de déterminer ces argiles du Cap Rousset comme étant du sommet du Burdigalien (Figure 4-4). Cela permet de dater la barre bioclastique sommitale comme étant équivalente à la séquence S3.

D'autre part des analyses de résidus palynologiques ont été effectuées sur 4 de ces échantillons d'argile (12, 40, 43 et 45) de manière à renseigner les environnements de dépôt.

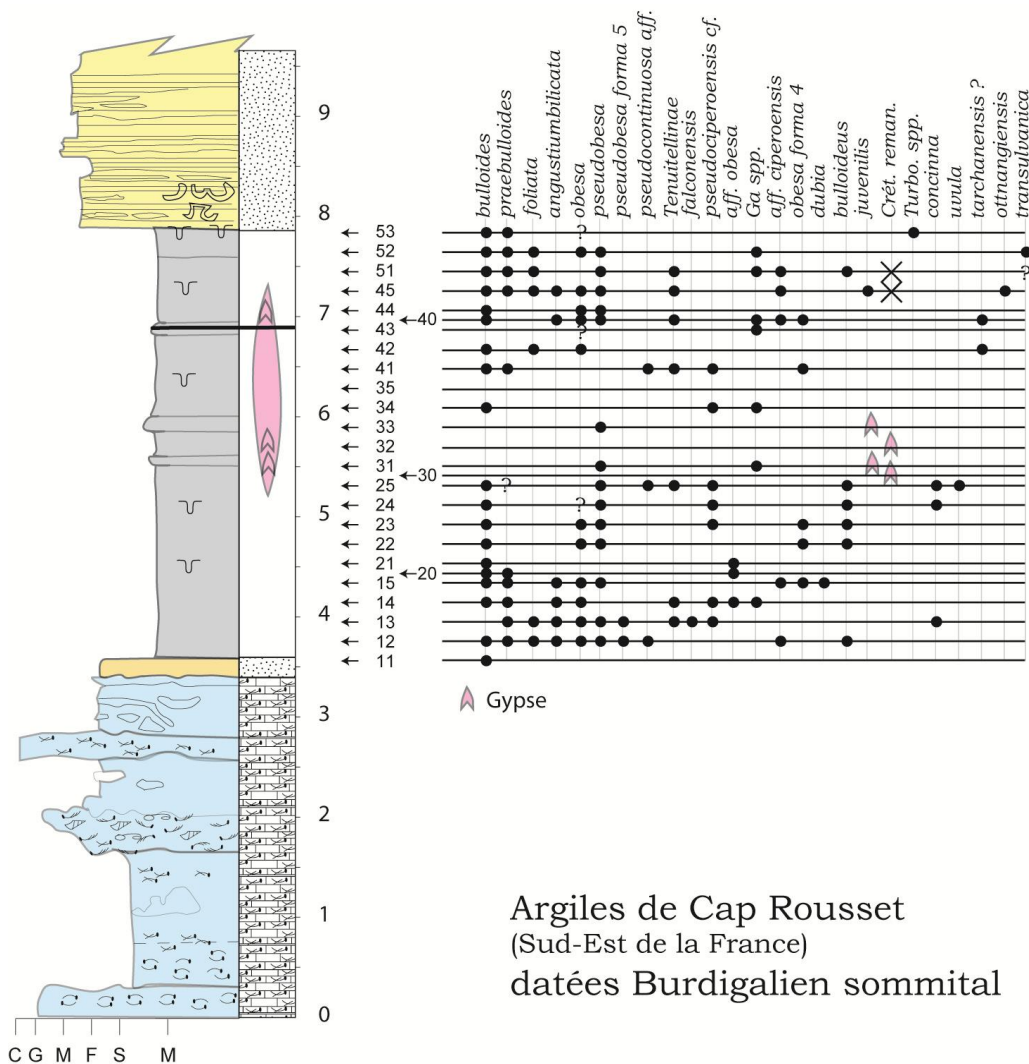


Figure 4-4: Log synthétique de Cap Rousset avec des marnes datées Burdigalien sommital. Cette datation permet de caler précisément les séquences S2 et S3 dans la partie méridionale du BMRP. Localisation sur la Figure 4-2. La biostratigraphie qui a été utilisée est celles du Karpatien in Cicha & al. (1998). Les déterminations ont été effectuées en collaboration avec Wernli R. (2007).

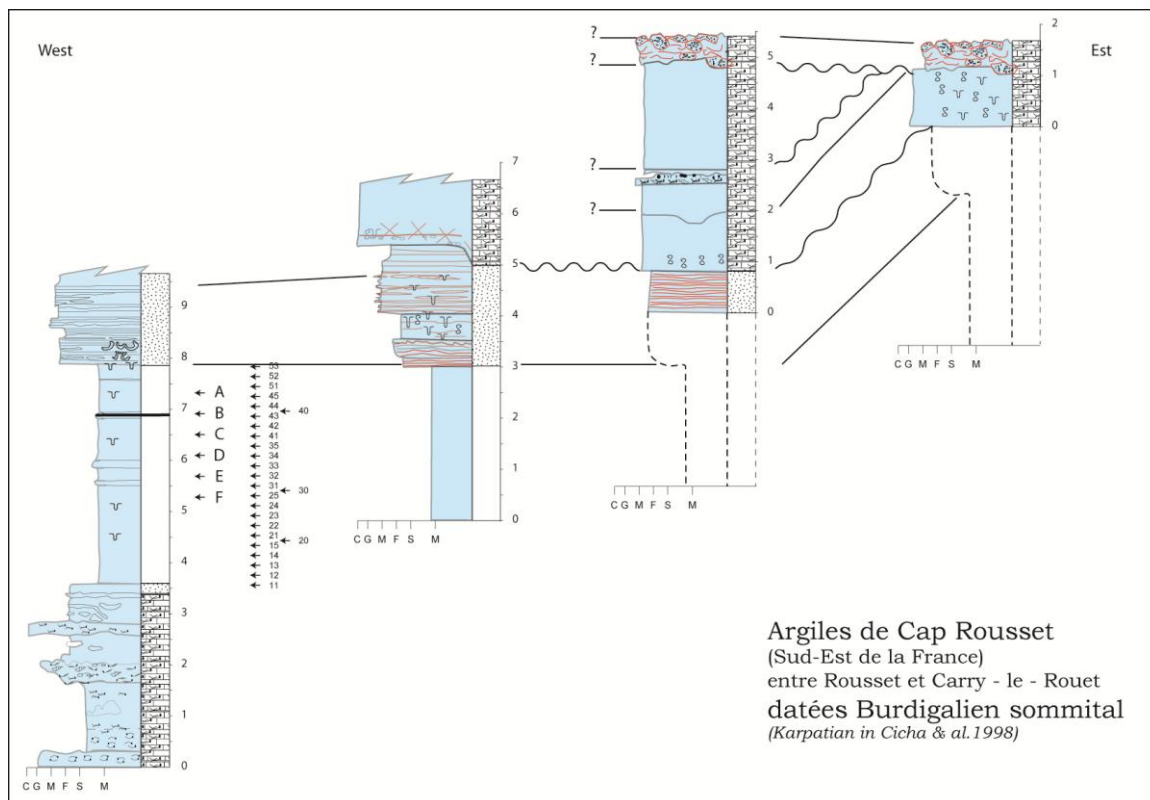


Figure 4-5: Evolution latérale du cortège transgressif S3 (supérieur) au niveau du Cap Rousset. Localisation sur la Figure 4-2.

Echantillons	observations	environnements
Cap Rousset - 45	très nombreux pollen bisaccates, présence de débris végétaux (la plupart sombres), très rares dinokystes	milieu manifestement proximal
Cap Rousset - 43	très nombreux pollen disaccates + de nombreux débris végétaux (souvent sombres) + quelques dinokystes lagunaires à néritiques	milieu manifestement proximal, mais plus ouvert que CR 40
Cap Rousset - 40	très nombreux pollen disaccates (beaucoup de grains de pollen de pins) + de nombreux débris végétaux (sombres) + très rares dinokystes	milieu manifestement très proximal
Cap Rousset - 12	assemblage quasiment sans pollen + quelques rares débris végétaux + Polysphaeridium zoharyi abondant et archi-dominant, un dinokyste réputé lagunaire	

Figure 4-6: Tableau synthétique illustrant les analyses de résidus palynologiques prélevés aux seins des marnes de Cap Rousset. Les échantillons sont localisés sur la Figure 4-2 et sont placés sur les logs des Figure 4-4Figure 4-5.

4.2.1.3 CARRIERE DE BAYANNE, SEQUENCES S3 A S7

La carrière de Bayanne est un des sites de référence du Miocène provençal (Figure 4-2). La superposition des faciès et des séquences de dépôts du Miocène Moyen à Supérieur est continue. Elle montre la succession des complexes tidaux en

alternance avec les intervalles argilo-gréseux dominé par la houle.

La séquence langhienne (S3), bien datée par les Préorbulines, est remarquable, avec des niveaux de mangrove, des bancs tidaux bioclastiques et des systèmes de delta de baie (Marnes inférieures de Bayanne).

La régression forcée marquée à sa base préside au développement de la Calcarénite de Quinsanne, formation très hétérogène et discontinue. Le cortège transgressif de S3 comprend, dans la région d'Istres :

- La partie inférieure des marnes de Bayanne (Bay 1 à 6), correspondant à un faciès lagunaire passant progressivement à une mangrove (Bay 7 à 14) ;

- Un complexe de barres tidales terrigènes / bioclastiques ;

Des marnes de haut niveau marin, dans lesquelles les *Praeorbulina sicana* permettent l'attribution au Langhien (Bay – Del 8 à 9). Leur présence

témoigne d'autre part d'un milieu de mer ouverte et cela peut signer la présence d'un pic transgressif majeur au cours du cycle néogène.

Les séquences suivantes se distinguent depuis la localité d'Estagel, située en bordure de l'Etang de l'Olivier au Nord d'Istres (Figure 4-10). On a de ce point un excellent panorama sur les différentes séquences du Miocène (Burdigalien à Tortonien) qui débutent dans la carrière de Bayanne. Cela permet d'analyser l'évolution Nord-Sud des dépôts, en rive orientale de l'étang et de suivre les relations géométriques entre les cortèges de dépôt.

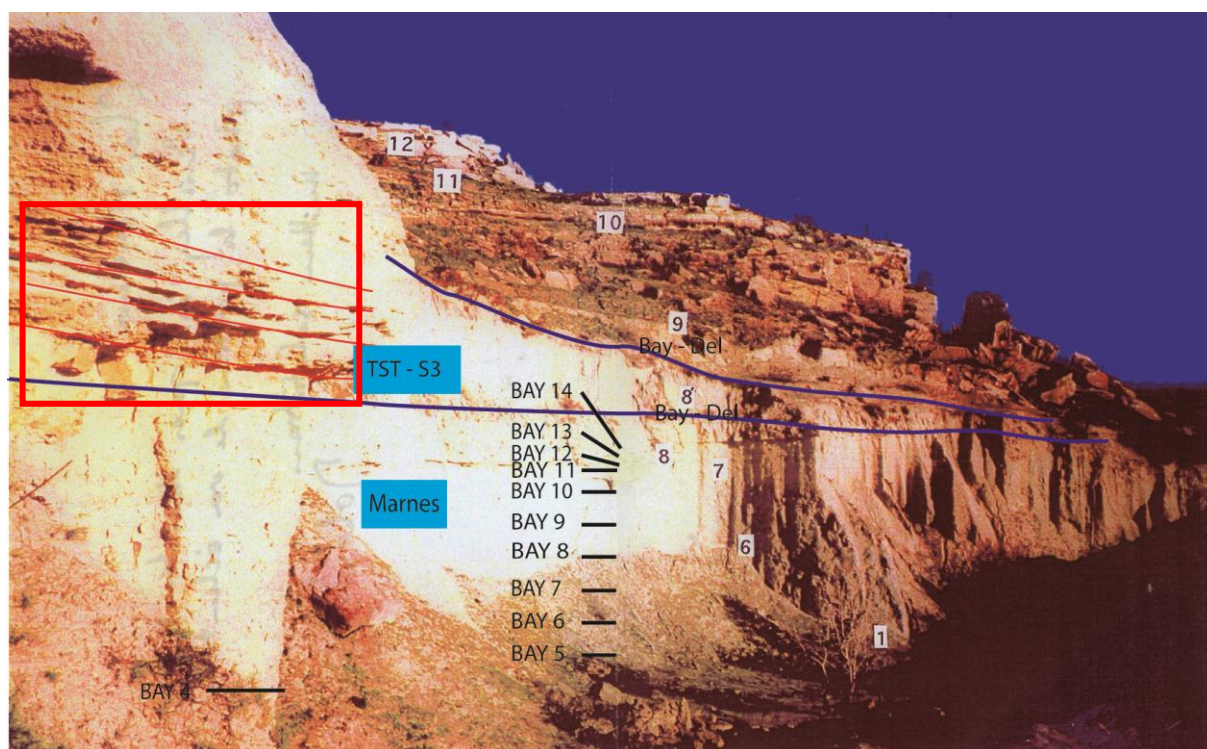


Figure 4-7: Marnes à la base de la carrière de Bayanne (Figure 4-2) permettant les analyses biostratigraphiques, nécessaires pour une bonne corrélation des corps tidaux bioclastiques entre eux. La barre Langhienne est attestée par la zone planctonique Mmi 4 ().

Position formation	Age	Foraminifères	Environnements
Bay 1 à 6	Burdigalien supérieur Mmi 3	bisphericus et transitoria	Lagunaires
Bay 7 à 14	Langhien inférieur à moyen Mmi 4	sicanus	Mangroves
Bay -Del 8 à 9	Langhien inférieur à moyen Mmi 4	sicanus	Milieu de mer ouverte
Biostratigraphie utilisée - Iaccarino & Premoli-Silva (2007, Méditerranée).			

Figure 4-8: Tableau synthétique illustrant la biostratigraphie utilisée, permettant de dater avec précision l'âge des marnes à la base de la carrière de Bayanne (Figure 4-7), et donc l'âge du premier cortège transgressif rencontré dans la carrière. Bay – Del correspondent à une ancienne campagne d'analyse réalisée par Dellebbach.

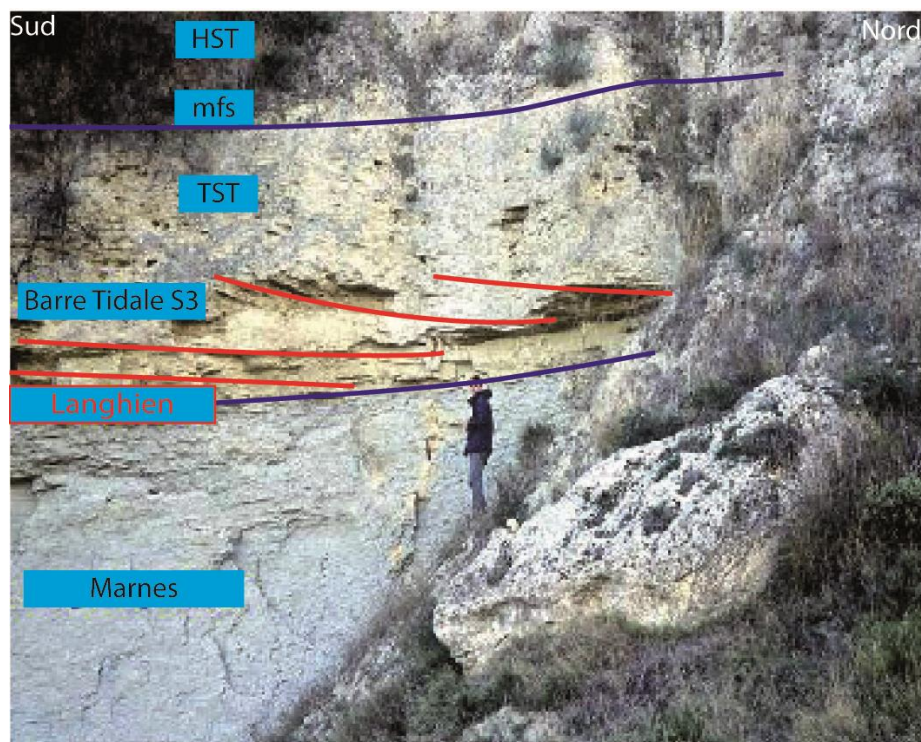


Figure 4-9: La carrière de Bayanne et la série du Langhien S3 illustrant le TST et les bancs tidaux de la séquence n°3. Localisation sur la Figure 4-7.

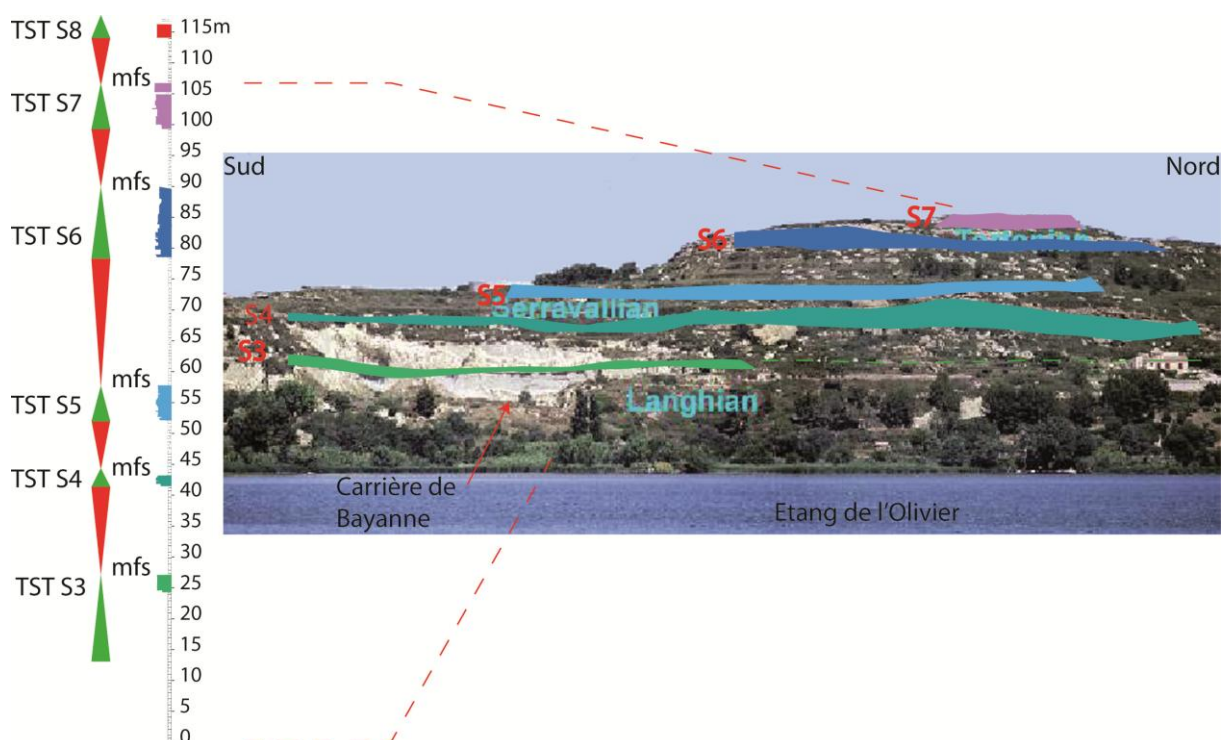


Figure 4-10: La série du Miocène moyen à supérieur dans le secteur d'Istres au niveau de la carrière de Bayanne. On distingue dans le paysage cinq séquences des cortèges transgressifs S3 à S7. La séquence S8 n'est pas visible sur ce panorama. Le log est levé le long des différents affleurements sur une hauteur continue de 115m. L'ensemble du contenu des séquences sera étudié par la suite.

La barre S4 est caractérisée par un dépôt bioclastique équivalent aux calcarénites rousses de Saint Chamas. Ce dépôt est constitué de dunes tidales (type I et type IV d'Allen), et coiffé par un niveau de condensation. Les variations latérales d'épaisseur de cette unité de dépôt sont très importantes, de 2 m à une dizaine de mètres. Dans ses parties les plus épaisses, il est plus riche en grains terrigènes (silicoclastique) et marqué par de profondes chenalisations.

Les barres S5 et S6 correspondent également à des dunes tidales bioclastiques (type IV et V d'Allen) d'épaisseur plurimétrique. Les séquences S7 et S8 ne se trouvent préservées que sur des buttes

témoins comme au sommet de Bayanne. Elles se présentent sous la forme de grandes dunes également tidales, constituées de matériel bioclastique très grossier (Calcirudite pour S8).

4.2.2 FACIES DES SEQUENCES S1 - S7

L'ensemble des séquences sont principalement décrites par plusieurs faciès présenté dans le tableau synthétique ci-dessous (Figure 4-11). Ces faciès sont repris dans l'analyse quantitative des différentes séquences pour la description des logs des Cabanes et de Bayanne.

Liste des faciès	Abondance des grains squelettiques carbonatés (%)	Taille des grains squelettiques (mm)	Abondance des grains non squelettiques (%)	Taille des grains non squelettiques (mm)	Matrice et Ciments	Microstructures et Ichnofaciès	Stratification d'affleurement (Architecture)	Localisation principale
Mudstone	Foraminifères benthiques et pélagiques	0,25 - 0,5 mm Foraminifères	Qz < 10%	< à 1 mm	Micrite : boue carbonatée, faiblement cimentée	Laminations éparées, interrompues par des traces de bioturbations Thalassinoides	Stratification en auge hétérolithique	HST et à la base des transitions de Séquences HF
Conglomérat détritique massif	Quelques Chlamys, Bryozoaires, nombreuses traces de perforations de 1 mm à 10 mm de diamètre	5 - 30 mm Lamellibranches +dents de Requins	Conglomérat hétérogène haute densité, galets perforés, glauconie de 70 à 75 %	5 - 20 mm - (150 cm conglomérats de base)	Matrice carbonatée	Remplissage de matrice dans les bioturbations sur tous types d'éléments	Chenaux, peu de litage	
Calcaire gréseux de packstone à grainstone	Principalement des Mollusques - Chlamys	5 mm Mollusques	Jusqu'à 60 % pour la base des TST	0,5 - 2 mm	Ciments	Petits bancs décimétriques situés à la base des TST avant les grands corps tidaux	Grandes vagues de sables composites	Sommet de S1, et composante de S3, S4, S5, S6 (base et top) et S7
RHODALGAL - calcarénite	Rhodolithes d'Algues Rouges Lithotamnium, AR Bryozoaires encroûtant, Echinodermes, Foraminifères benthiques	6 - 65 mm, (pour les Rhodolithes)	< 5 % de Qz	de 0,5 à 1 mm	Construction de boundstone, pouvant former des bancs massifs + qqs Rhodolithes perforés	Litage plus fins bioturbés. Rhodolithes encroûtent des Bryozoaires en place	Stratification oblique simple, bancs massifs à grain grossier, lamines à grain grossier	Base des barres, principalement S1 et Intégralement S2 - Colonisation
BRYOMOL - de packstone à calcarénite	Bryozoaires, Mollusques, Algues Rouges, Foraminifères benthiques	2 à 35 mm	7 - 15 % de Qz, jusqu'à 30 % de qz	de 3 à 6 mm	Micrite entourant les grains, ciments fibreux + cimentation marine aragonite (cube)	Laminations hétérolithiques + traces de bioturbations à la base des unités + drapages argileux	Stratification oblique multidirectionnelle. Séparé par des surfaces de discontinuité au sein des séquences.	Cœur des barres S1 et S3.
MOLECHFOR - calcarénite	Mollusques, Echinodermes, Foraminifères benthiques, pélagiques.	2 à 10 mm / 60 mm grands Mollusques	20 - 25 % de Qz	de 1 à 2 mm	Cimentation HMC (Marine) résiduelle, Cimentation mosaïque en dog tooth (gds cristaux) + Dissolution forte hétérogène	Bioturbations fréquentes à la base ; Thalassinoides et Scolicia	Aspect massif avec une stratification moins oblique	Cœur des barres au sein des Séquences S4, S5, S6 et S7
Platier à huîtres	Principalement des huîtres en position de vie (Ostrea Squarossa)	10 à 20 cm	<5 % de Qz		Boue carbonatée faiblement cimentée	Trace de bioturbation au sommet du platier à huîtres	Bancs massifs d'épaisseur métrique	Platier intercalés avec la barre S2

Figure 4-11: Tableau synthétisant les faciès constituant la formation des carbonates bioclastiques de Bayanne - Cabanes et les relations par rapport à l'architecture

4.2.3 COMPOSITION BIOCLASTIQUE ET DETERMINATION DES FACIES

L'analyse bioclastique quantitative des coupes présentées ici (Figure 4-12, Figure 4-13, Figure 4-14, Figure 4-15) repose sur l'étude d'une centaine de lames minces réparties sur les différentes séquences (les séquences S1 et S2 sur le site des Cabanes et les suivantes sur celui de Bayanne).

La **séquence S1** est caractérisée par deux unités de faciès superposées (Figure 4-12 - jaune).

On distingue à la base un remplissage massif de rhodolithes d'Algues Rouges de taille pouvant dépasser 6 cm de diamètre, et par la quasi-absence de lithoclastes (Qz). C'est un faciès Rhodalgal typique. Les Algues Rouges (*Lithotamnium*) encroûtent des Bryozoaires en place (l'inverse étant moins fréquent et moins développé : Cab 5 et 6). Les rhodolithes sont cimentés entre eux et associés à une matrice de boue carbonatée. Pour ce qui concerne les Foraminifères, cette unité est majoritairement dominée par les benthiques (*Rotalia*, *Textularia*). On note vers le sommet de cette unité un enrichissement en planctoniques qui pourrait être interprété comme une remise en eau temporaire et traduirait une cyclicité haute fréquence.

La seconde unité est caractérisée par une diminution importante des Algues Rouges et la disparition des rhodolithes. En revanche, on note une prédominance de Bryozoaires, de Mollusques et d'Echinodermes, typiques du faciès Bryomol calcarénite. Les Bryozoaires sont érigés rigides foliacés (Eschariforme) et encroûtants multilaminés (Celléporiforme A), ce qui traduit des énergies modérées à

importantes (Cab 11 et 12), pour des bathymétries de l'ordre de 10 à 30 m. Ces conditions rappellent les conditions bathymétriques et hydrodynamiques rencontrées pour les séquences, S1 b et c des formations de Vénasque (position septentrionale). Les Mollusques constituent également une part importante des éléments bioclastiques (Cab 12). Ils se présentent sous la forme de débris largement transportés. D'autre part, on note une augmentation considérable de l'apport d'éléments détritiques très fins d'origine terrigènes, pouvant parfois constituer l'essentiel de la matrice.

La **séquence S2** se décompose en trois unités de faciès (Figure 4-12 - vert).

A la base, la première unité est caractérisée par un platier à Huîtres de près de 1 m d'épaisseur, formant une unité très grossière d'éléments principalement coquilliers. Les huîtres sont en place et ne semblent pas avoir été transportées. La seconde unité est caractérisée par la disparition de phase déritique ainsi que des débris coquilliers des Mollusques. Elle est constituée d'une part importante de rhodolithes d'Algues Rouges et de Bryozoaires enchevêtrés (Cab 25 30 31). Les Bryozoaires sont principalement des encroûtants multilaminés, des érigés rigides robustes et des érigés flexibles traduisant toujours un environnement à énergie modérée à importante (cab 22, 25 et 28). Les Foraminifères quant à eux sont essentiellement benthiques (Cab 31 ; *Amphistegina*, *Elphidium*, Planispiralés, *Textularia*, *Rotalia*). La dernière unité est caractérisée comme pour la première unité de la séquence 2 par un platier à Huîtres sur une épaisseur de près de 1,5 m.

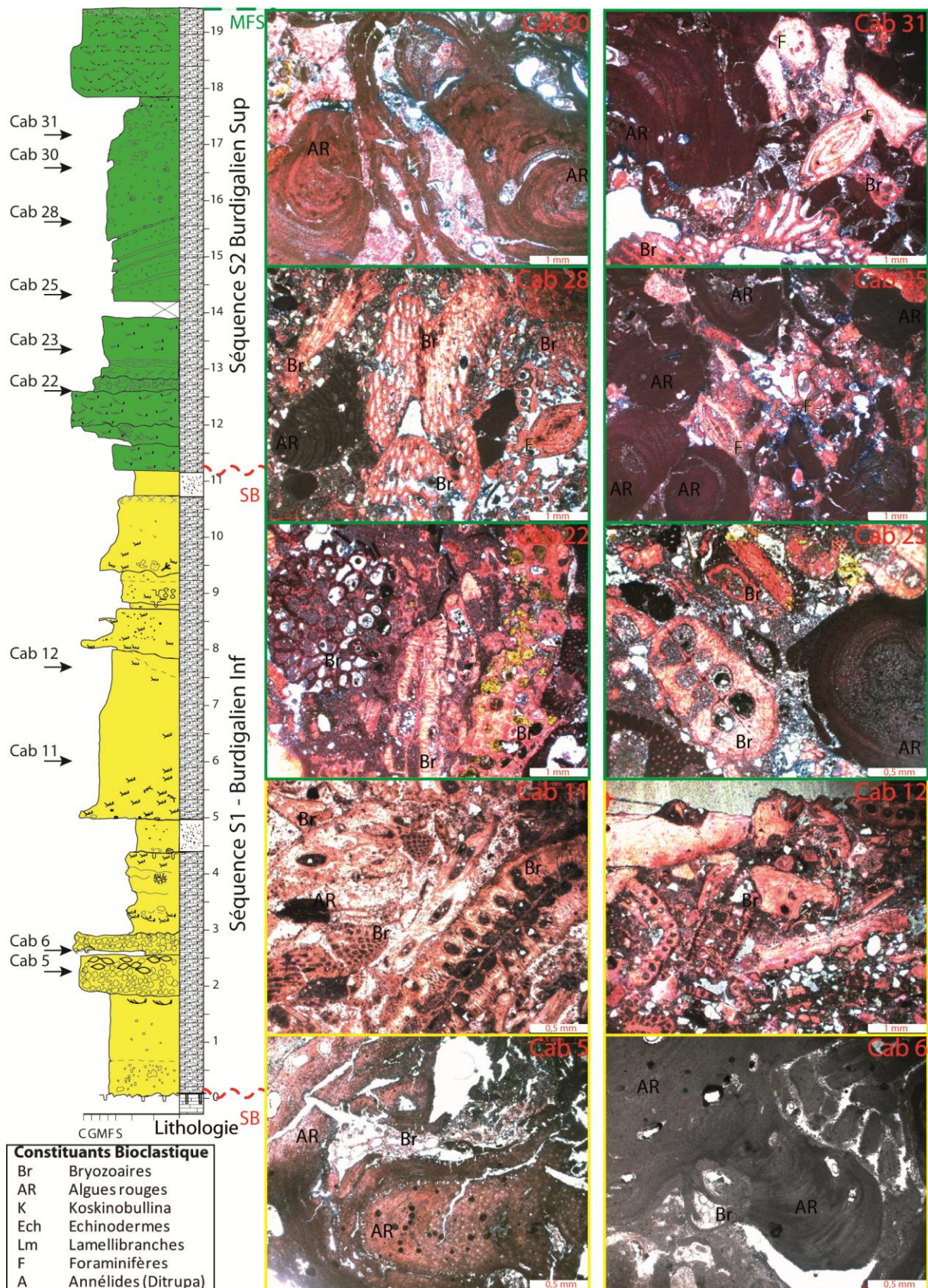


Figure 4-12: Log des Cabanes – Cab -11-1, illustré par des photos micrographiques des faciès illustrant les séquences S1 et S2 burdigaliennes (localisé en Figure 4-2) présentant l'évolution des microfaciès au sein du cortège transgressif de la séquence S1 du Burdigalien supérieur. On distingue clairement les Rhodolithes d'Algues Rouges majoritaires, illustrant le faciès Rhodalgal ainsi qu'un autre faciès plus riche en Bryozoaires et en Echinodermes illustrant le faciès Bryonoderm.

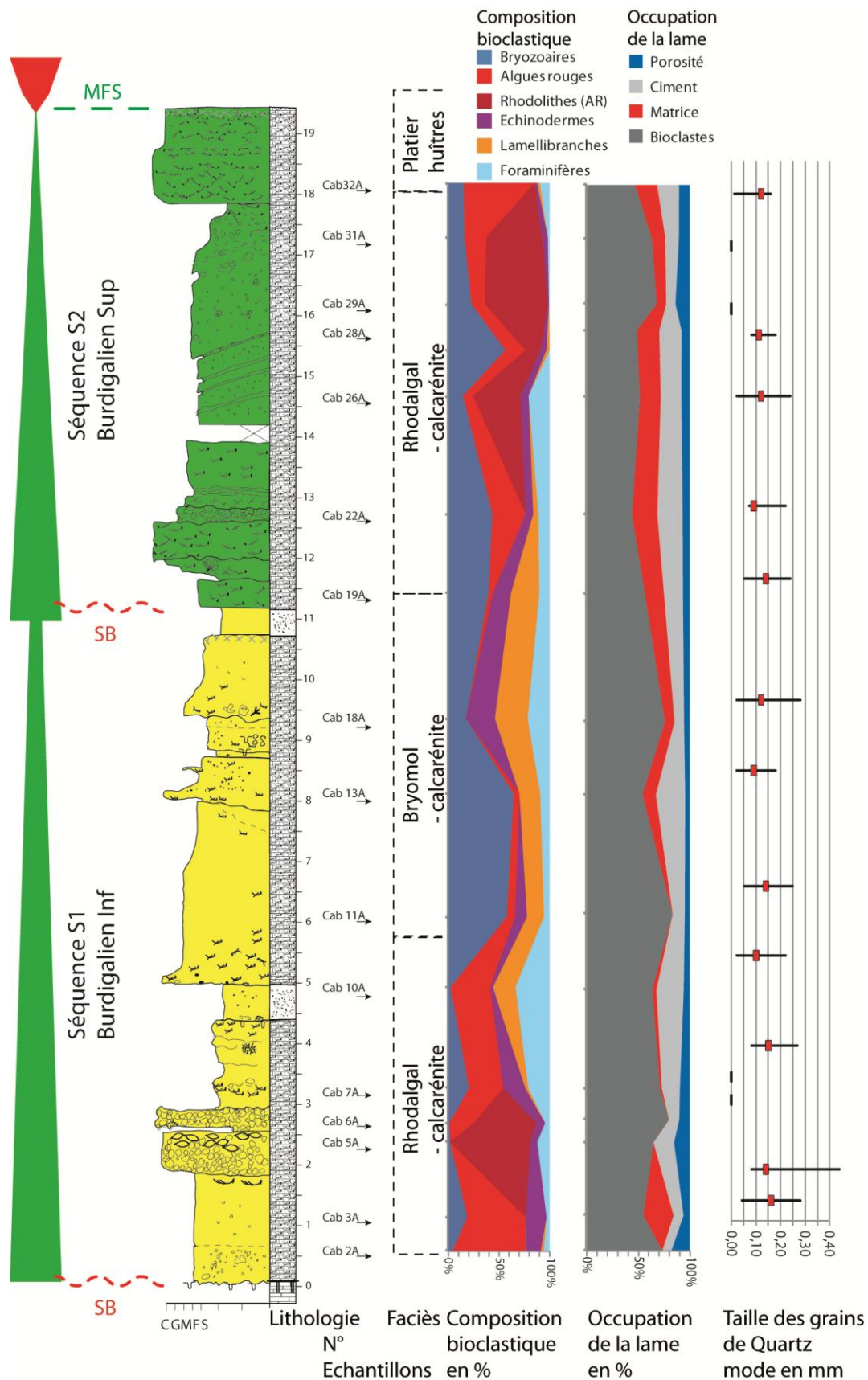


Figure 4-13: Composition bioclastique des séquences S1 (Burdigalien inf) à S2 (Burdigalien sup) au niveau du secteur des Cabanes. Localisation sur la Figure 4-2.

La **séquence 3** (Figure 4-14 B et Figure 4-15 B) est caractérisée par une part importante de Bryozoaires principalement des érigés rigides robustes et des encroûtants. D'autre part, on note la présence en grandes quantités de Mollusques. Les Echinodermes sont quasiment absents, de même que les Foraminifères planctoniques. En revanche on retrouve des Foraminifères benthiques. C'est un dépôt caractéristique du faciès Bryomol. La part détritique représente jusqu'à 15% en Qz relativement fins (0,05 mm à 2 mm). La totalité des coquilles de Mollusques ont été dissoutes, d'où une porosité secondaire très importante (jusqu'à plus de 15 %). On note que les ciments micritiques sont remplacés sporadiquement par de la sparite.

La **séquence 4** (Figure 4-14 B et Figure 4-15 B) est caractérisée par une part toujours importante de coquilles de Mollusques mais est ici accompagnée de plaques d'échinodermes (Bay 22 et 24). Les Bryozoaires sont quasiment absents, et les coquilles de Mollusques sont, comme pour la séquence 3, totalement dissoutes sur l'ensemble de la séquence. Cela crée une porosité secondaire toujours très importante. La porosité initiale semble être comblée par un ciment sparitique assez important.

La **séquence 5** (Figure 4-14 B et Figure 4-15 B) se divise en une unité basale très sableuse, dans laquelle il n'est pas possible de distinguer d'éléments bioclastiques mis à part quelques débris d'Algues rouges et d'Echinodermes (Bay 25), et une unité supérieure caractéristique du faciès Molechfor - Bryomol (dunes tidales bioclastiques). On note dans cette unité la présence en quantité abondante de coquilles de Mollusques partiellement dissoutes, conférant une importante porosité à ce faciès. Les Foraminifères sont principalement benthiques (Bay 31) (*Textularia* et *Rotalia*). Les Bryozoaires sont principalement des érigés rigides, robustes, des flexibles dressés et des encroûtants multilaminés (Bay 31 et 35),

traduisant des énergies modérées à importantes, pour des Bathymétries de l'ordre de 10 à 30 m. Les Echinodermes sont présents sous formes de plaques plus ou moins disloquées qui montrent des traces de transport. D'autre part, on note la présence de *Koskinobullina*. La fraction terrigène (10% à 15% de Qz dans les dépôts bioclastiques) traduit un apport ou un remaniement continu.

La **séquence 6** (Figure 4-14 A et Figure 4-15 A) est caractéristique du faciès Molechfor – calcarénite. On retrouve toujours en grande quantité une part importante de Mollusques et d'Echinodermes. Cependant à partir de Bay 41, on note un enrichissement des Bryozoaires au détriment des Echinodermes, accompagné d'une diminution très importante de la part détritique (de plus de 15 % à 2 - 3 %) qui pourrait être caractéristique du faciès Bryomol. On note que la diagenèse est caractérisée par une phase de cimentation marine (aciculaire) partiellement dissoute, puis par une forte phase de cimentation en «dents de chien» avec de gros cristaux mosaïques (Bay 43 et 45). La transition Molechfor / Bryomol est accompagnée d'une augmentation importante de la porosité secondaire. Cette porosité secondaire est due à une dissolution météorique très importante.

La **séquence 7** (Figure 4-14 A et Figure 4-15 A) présente une évolution relativement similaire à la séquence 6. Elle est caractérisée par le faciès Molechfor, toujours avec une part non négligeable de Bryozoaires érigés rigides robustes et érigés rigides foliacés. Les coquilles de Mollusques sont partiellement dissoutes mais moins que dans les séquences 3 et 4. Les plaques d'Echinodermes sont présentes en quantités variables. On note, comme pour la séquence précédente, une diminution importante de la part terrigène vers le haut de la séquence. La porosité secondaire, dissolution d'origine météorique, touche l'ensemble des allochems.

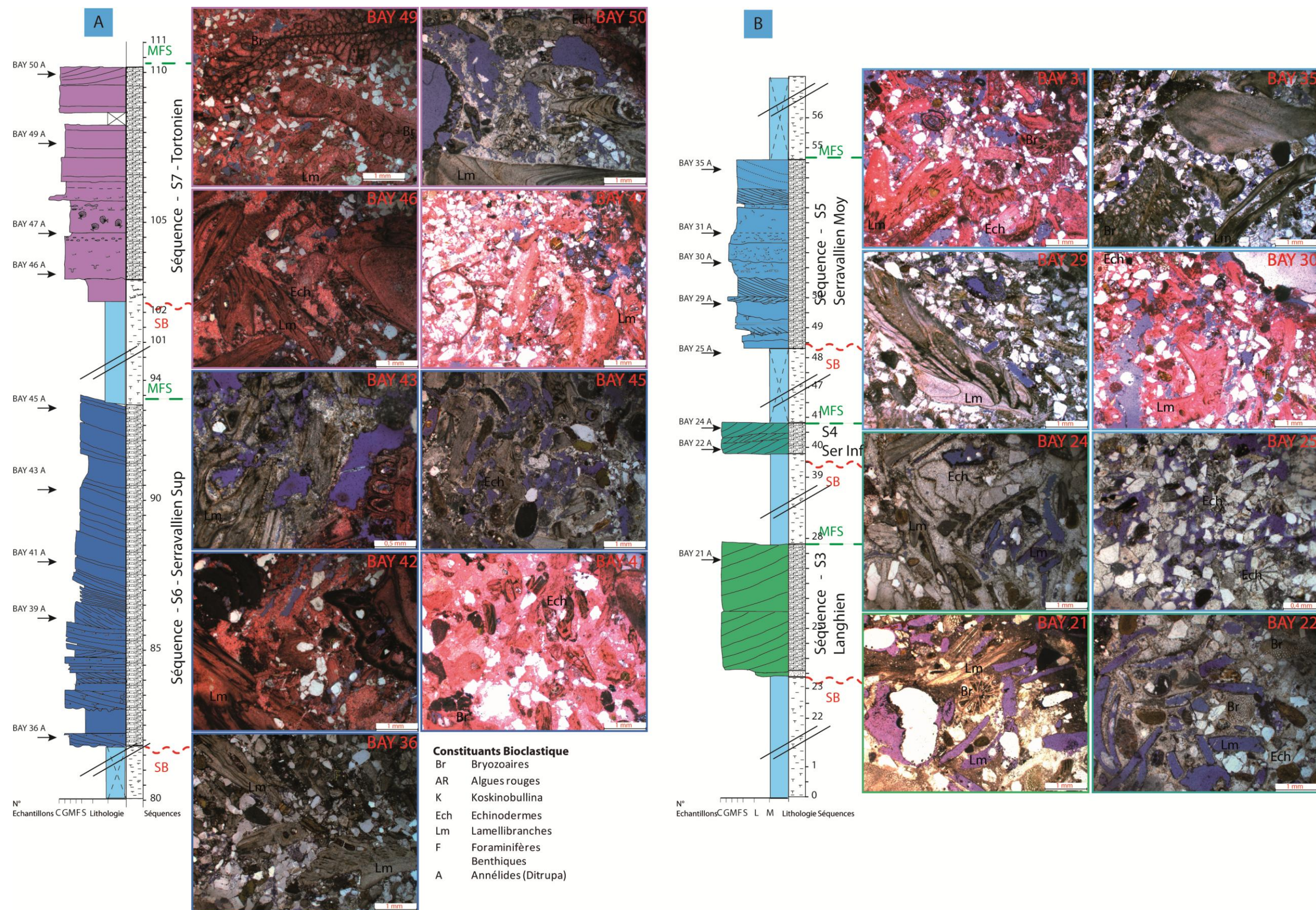


Figure 4-14: Log de Bayanne– Cab -11-1, illustré par des photos micrographiques des faciès illustrant les séquences S3 à S7 Langhienne à Tortonienne (localisée sur les Figure 4-2) présentant l'évolution des microfaciès au sein des cortèges transgressifs des différentes séquences. On distingue clairement les Rhodolithes d'Algues Rouges majoritaires, illustrant le faciès Rhodalgal et un faciès plus riche en Bryozoaires et en Echinodermes illustrant le faciès Bryonoderme

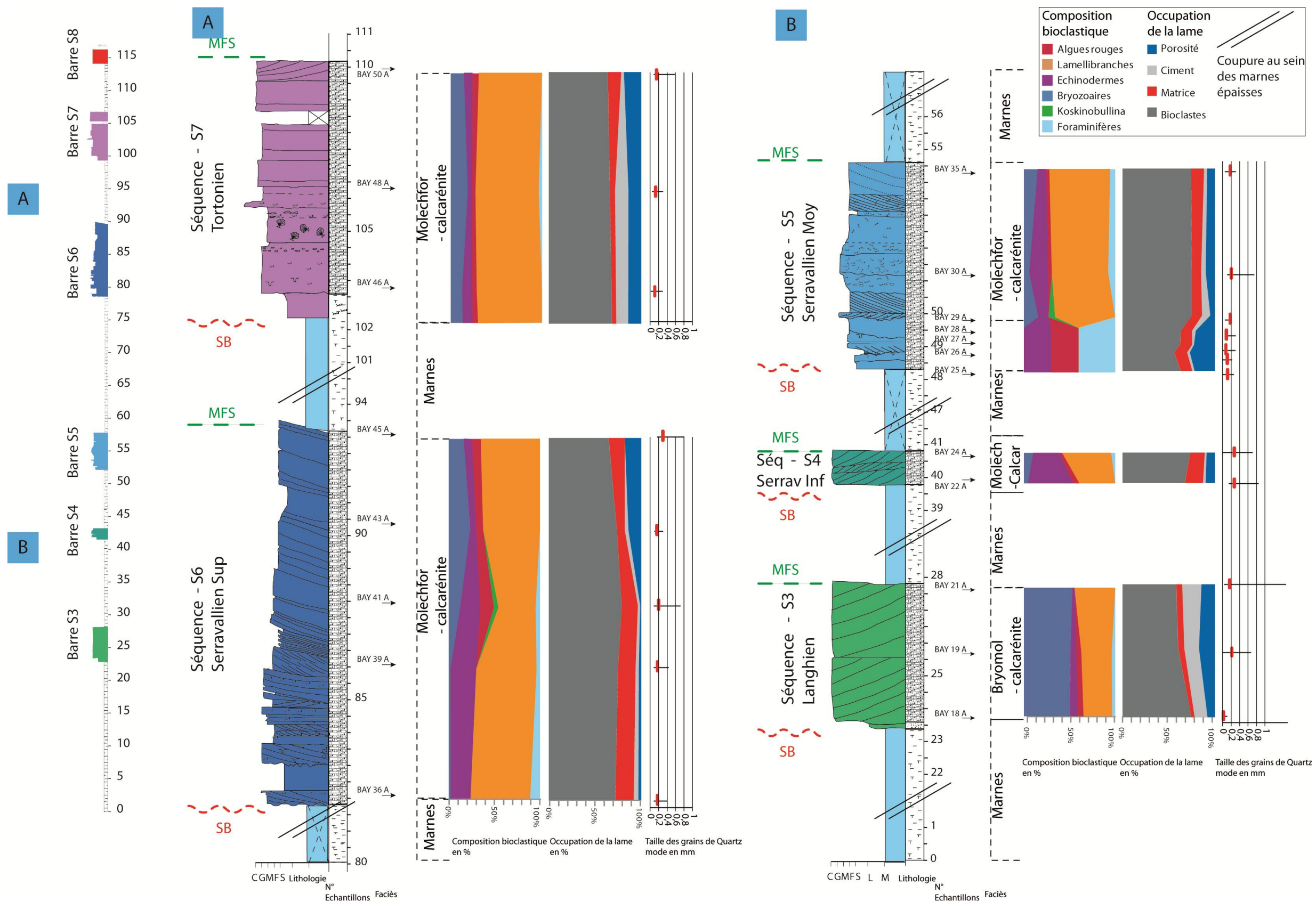


Figure 4-15: Composition bioclastique des séquences S3 (Langhien), S4 (Serravalien inf), S5 (Serravalien moy), S6 (Serravalien sup) et S7 (Tortonien) au niveau de la carrière de Bayanne. Sur la gauche du document on distingue un log synthétique permettant de replacer à l'échelle, l'ensemble des séquences sur une verticale (S3 – S8). Localisation sur la Figure 4-2. On distingue principalement deux faciès bioclastiques, à savoir : le faciès à Bryomol calcarénite et le faciès à Molechfor à calcarénite.

4.2.4 LES APPORTS DETRITIQUES ET L'HYDRODYNAMIQUE

Sur l'ensemble des séquences, le matériel terrigène est relativement fin (Figure 4-16). Le mode de la granulométrie, généralement unimodale, des grains de quartz est de l'ordre de 0,15 à 0,2 mm. Cela peut traduire des vitesses de courants relativement moindres de ce qui a pu être rencontré dans les parties septentrionales du BMRP et notamment sur les séquences S1 et S2 de la zone de Vénasque, dont le mode peut dépasser 0,4 mm. Cela peut, entre autre, être expliqué par un confinement moindre des courants dans des vallées plus larges et moins profondes.

Au sein des séquences S3 à S7, on enregistre un granoclassement à tendance positive vers le sommet de chaque cortège transgressif, ce qui traduirait une augmentation de la vitesse des courants, accompagné d'une augmentation de l'épaisseur des corps tidaux, généralement plus massifs vers le sommet de chacune des séquences S3 à S7.

D'autre part, le fait d'avoir une granulométrie unimodale, indique que la source du matériel détritique pour chacune des séquences est unique. Cela ne signifie pas que l'on a une seule source pour l'ensemble des séquences, mais individuellement pour chacune des séquences.

4.2.5 SYNTHESE

Les diagrammes ternaires A, B, C, D et E (Figure 4-17) illustrent l'évolution des compositions bioclastiques. On distingue clairement, les séquences S1 et S2 (rouge et orange) principalement Rhodalgai à Bryonoderm, de la séquence S3 (Jaune) Bryomol et des séquences S4, S5, S6 et S7 (vert, bleu, marron, gris) principalement Molechfor, bien distinctes sur le diagramme ternaire C. L'évolution verticale des faciès dans les séquences S1 et S2 des Cabanes est comparable à celle des séquences S1 (a, b et c) et S2 étudiées sur le site de Vénasque plus au nord du BMRP. Cette comparaison permet d'aborder le contrôle de la position dans le bassin sur l'écologie des producteurs carbonatés.

Les incisions formant les vallées incisées correspondent à des marqueurs stratigraphiques légèrement diachrones, (l'altitude du fond de la vallée de Vénasque étant supérieur à celle du fond de Bayanne Besson, 2005), mais suffisamment précis pour corréler des remplissages de paléovallées. De par sa vitesse et son ampleur (estimée à 40 m pour le Burdigalien inférieur, (*Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998*) la transgression burdigalienne a ennoyé le golfe rhodano-provençal et le sillon péri-alpin de façon quasi-instantanée. Si l'on prend pour exemple une pente moyenne entre 0,1 à 0,25 ‰ pour le réseau de vallées incisées aquitano-burdigalien, 40 m de remontée du niveau marin correspondraient de 160 à 400 km de transgression, couvrant donc la majeure partie du Bassin.

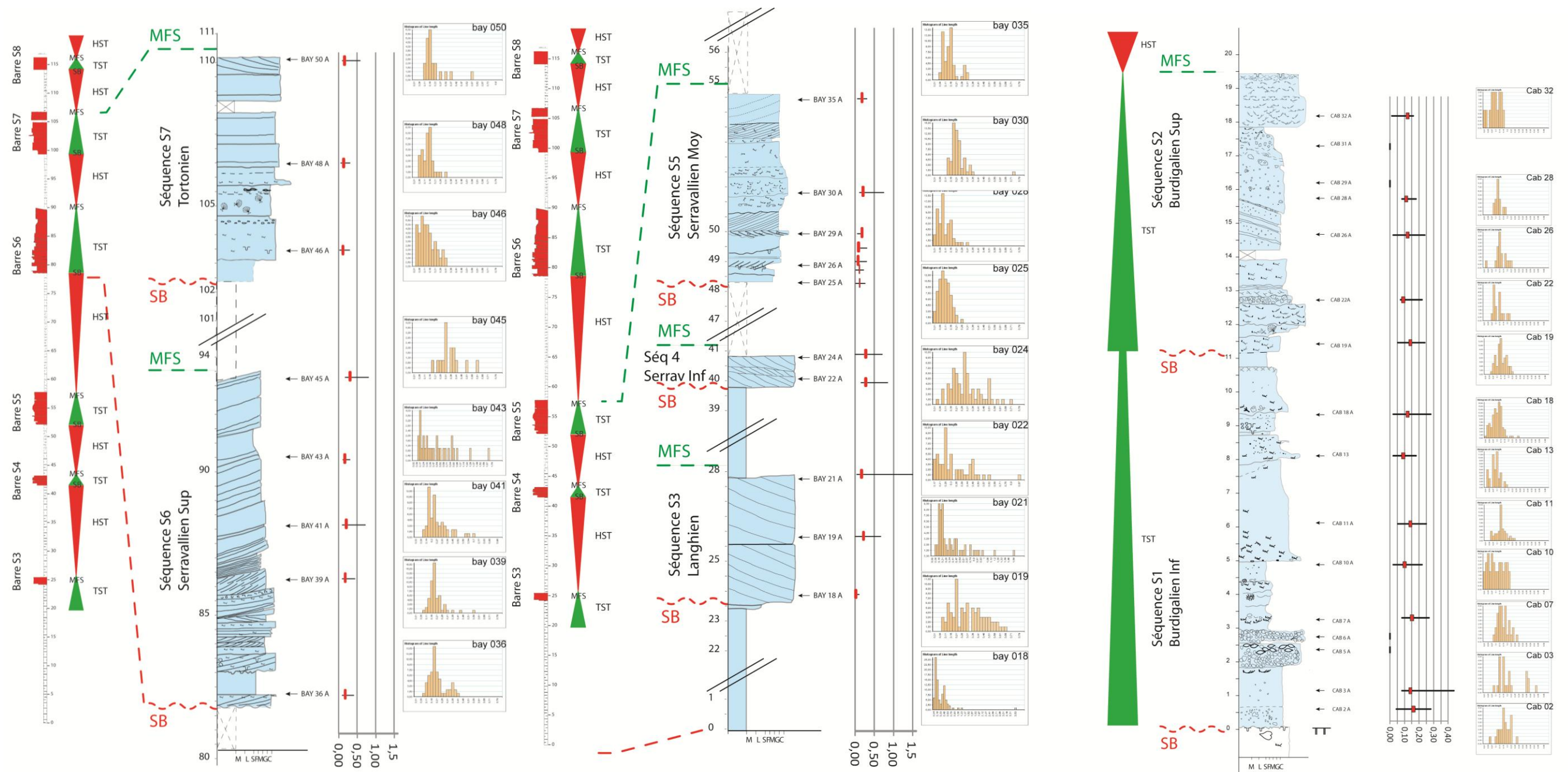


Figure 4-16: Evolution de la granulométrie des grains de quartz (mode) en fonction des différentes séquences S1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 du site des Cabanes et de la carrière de Bayanne. Localisation sur la Figure 4-2. Les différents diagrammes de la distribution de la taille des grains de Quartz illustrent dans la majorité des cas une distribution unimodale. Ceci indique que la source du matériel détritique pour chacune des séquences est unique. Cela ne signifie pas que l'on a une seule source pour l'ensemble des séquences, mais individuellement pour chacune des séquences.

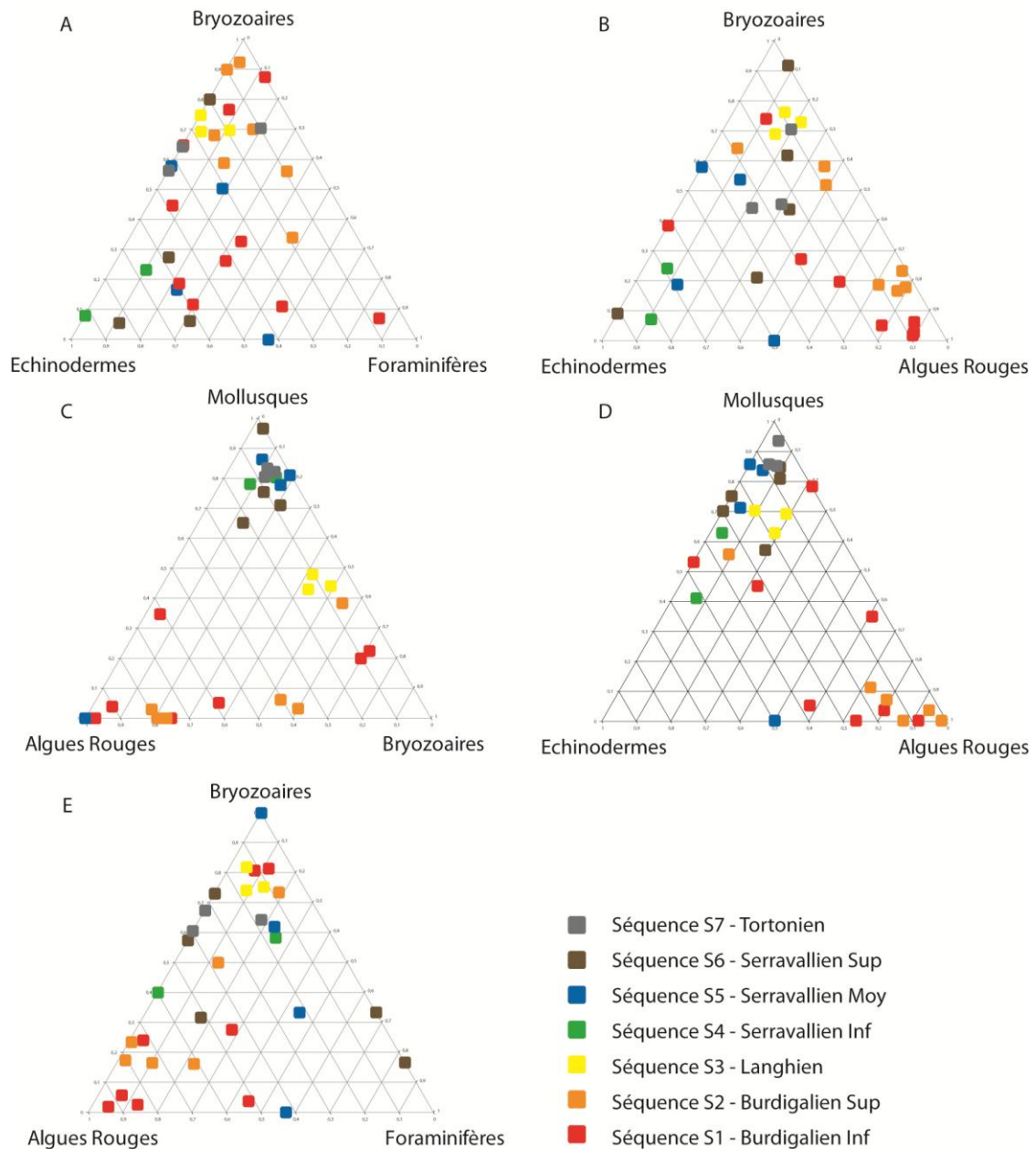


Figure 4-17: Evolution des compositions bioclastiques des Cabanes (S1 et S2) - Bayanne (S3, S4, S5, S6 et S7) en fonction des principaux constituants (Bryozoaires, Echinodermes, Mollusques Algues Rouges et Foraminifères).

4.3 DISCUSSION

4.3.1 COMPARAISON VENASQUE - MARTIGUES

L'organisation géométrique de la stratigraphie des carbonates suit le modèle de la stratigraphie séquentielle des systèmes silicoclastiques et cependant la production des carbonates répond à des forçages beaucoup plus divers et propres au bassin. En particulier, l'étude des carbonates clastiques d'eau froide et tempérée montre qu'il est possible d'arriver à des restitutions très fines des contrôles paléo - topographiques et paléo - hydrodynamiques de la sédimentation épicontinentale.

Après avoir étudié en détail l'analyse architecturale, faciologique et diagénétique de la région de Vénasque pour les séquences S1 et S2, et l'évolution des faciès S1 à S7 dans la carrière de Bayanne et des Cabanes, une région plus méridionale du BMRP en bordure de marge, il apparaît que l'on retrouve les mêmes séquences et les mêmes biofaciès. Les mêmes évolutions verticales de faciès se retrouvent également pour les séquences S1 et S2.

On note toutefois qu'au sein des séquences S1 et S2 en positions plus méridionales, la contribution plus importante du faciès Rhodalgai à rhodolithes (restreint en base de séquence à Saint Gens). Par ailleurs, à Bayanne la séquence S1 est caractérisée par une conquête progressive du faciès à Bryomol – Bryonoderm, avec une participation des Mollusques plus importante qu'à Vénasque.

4.3.2 PALEOENVIRONNEMENTS ET BIOFACIES

L'affinité Bryomol des constituants squelettiques dans le remplissage de la vallée de Vénasque pour les séquences S1 et S2 indique des eaux froides, en conditions de courants tidaux importants

(James, 1997). La texture au sein des stratifications obliques est majoritairement influencée par les processus morphodynamiques sur les dunes tidales. En particulier, les dépôts des dunes simples traduisent une diminution dans la capacité de transport du flot en s'éloignant de la crête, induisant un tri sélectif sur les foresets (d'un matériel grossier et moins trié au sommet de la dune vers un matériel plus fin et mieux trié en pied de dune). Cela permet d'expliquer les variations de textures et le granoclassement positif observés dans les corps dunaires. Des séquences texturales et granulométriques emboîtées dans les premières sont observées dans les systèmes de dunes composées.

Le contrôle de la composition biotique est complexe dans le détail, résultant de l'interaction de nombreux facteurs, comme la lumière, la profondeur, l'énergie physique, les nutriments et la concentration des sédiments en suspension. Les assemblages de faciès à stratifications obliques contiennent une quantité importante de Bryozoaires robustes à squelette lourd, de fragments d'Echinodermes et de grands Foraminifères benthiques, caractéristiques d'eaux peu profondes et plutôt agitées (Nelson, 1988b).

Dans l'ensemble du bassin de Vénasque, la distribution de la taille des grains est contrôlée par les courants tidaux, mais pas directement par la production carbonatée. Les variations dans l'abondance de particules d'Echinodermes endobenthiques a priori ne semblent pas avoir de raisons biologiques directes et sont probablement dues à un tri dans les courants. Cependant on distingue très clairement les associations de faciès Molechfor (granulométrie plus faible) des associations Bryonoderm (granulométrie plus importante). Par ailleurs, la bioturbation et la bioérosion, qui ont un impact relativement mineur au niveau des assemblages de faciès à stratifications obliques, ont en revanche une plus grande importance dans la modification locale des

microfaciès au niveau des stratifications planes.

4.3.3 BIOFACIES ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

La majeure partie des bioclastes reflète des biota qui peuvent s'adapter aux forts courants de marée déduits des architectures sédimentaires et donc peuvent être produits *in situ*. C'est particulièrement le cas des Bryozoaires, qui dominent le remplissage.

L'enrichissement progressif en matériel carbonaté vers le haut des cortèges transgressifs traduit une augmentation des aires de production et/ou une plus grande productivité des « usines à carbonates » sises dans les vallées transgressées. L'architecture reflète un taux d'aggradation important, qui peut être expliqué par une production continue apportée par les courants dominants. Les écosystèmes des carbonates froids à tempérés peuvent produire des particules à grande vitesse. La continuité du bruit de fond terrigène (passé les conglomérats de base) exclue que cet enrichissement en carbonates soit un effet de dilution du stock terrigène initial. Dans le cas de vallées encaissées, comme à

Vénasque, l'augmentation des aires de production implique la participation des interfluves, après leur ennoïement vers la fin de l'intervalle transgressif.

Les séquences S3 à S7 dans le secteur de Bayanne voient une augmentation importante de la concentration en Lamellibranches, qui sont généralement fixés sur un substrat et caractéristiques du littoral. Ceci pourrait traduire la régression généralisée des bordures du bassin postérieurement au maximum d'inondation du Langhien (S3).

4.3.4 LES PROCESSUS DIAGENETIQUES

La diagenèse marine précoce qui a pu être observée sur les dépôts aussi bien en position septentrionale qu'en position méridionale dans le BMRP, a pu jouer un rôle important sur l'évolution stratigraphique du système. En particulier, elle a pu (i) permettre une forte aggradation des dépôts ; (ii) limiter les remaniements, de sorte que les évolutions verticales de faciès décrivent au plus près celles des paléoenvironnements. Ce deuxième point va dans le sens d'une production locale et continue des dépôts sur le fond de la mer.

5 CONCLUSION

Le Miocène du Bassin Molassique Rhodano Provençal (BMRP) est un des principaux sites d'étude des carbonates clastiques de type "foramol" (*Lees et Buller, 1972*) des zones de moyennes latitudes. Les carbonates ont des faciès avec un très grand pouvoir d'enregistrer des paramètres de l'environnement (avec les ciments et les producteurs). Cette étude confirme le potentiel de ces systèmes carbonatés pour l'enregistrement des paramètres de l'environnement, et notamment la paléogéographie et les variations du niveau marin, avec deux aspects complémentaires : les biofaciès (taphonomie et écologie) et la diagenèse.

Au Burdigalien, le BMRP a une géographie particulièrement complexe, à l'intersection entre, d'une part le domaine de la marge liguro-provençale qui vient de s'ouvrir, et d'autre part le bassin d'avant-pays péri-alpin qui se développe. Cette paléogéographie est propice au développement d'un réseau de vallées incisées lors des bas niveaux eustatiques et à leur fonctionnement en rias pendant les transgressions, à la faveur du développement de forts courants de marée qui contrôlent le dépôt de complexes de dunes tidales (*Besson, 2005*). Les systèmes tidaux sont essentiellement flot-dominés, organisés en successions décamétriques séparées par des intervalles plus marneux et bioturbés qu'on interprète comme des cortèges de haut niveau marin, mis en place à la faveur de l'ennoiement des interfluvés des vallées.

Le résultat de ce travail a été l'établissement d'un schéma de séquences pétrographiques et géométriques à haute fréquence. On peut le résumer dans les points suivants :

1) Associations bioclastiques.- Les dépôts bioclastiques tidaux (à stratifications obliques) de la vallée de Vénaque sont composés principalement de Bryozoaires,

d'Echinodermes, de Foraminifères benthiques, avec des contributions variables en Algues Rouges (rhodolithes), Cirripèdes (Balanes), Lamellibranches, *Koskinobullina* Serpules. Ces biota sont regroupés en différentes associations de faciès : Bryonoderm, Molechfor et Rhodalg. Peu bioturbés, ces faciès permettent un diagnostic homogène et cohérent de l'échelle de l'affleurement à celui de la lame mince.

2) Dynamique sédimentaire.- La paléobathymétrie des dépôts est estimée en fonction de la hauteur et de l'espacement des dunes tidales, indiquant une fourchette de 20 mètres à 35 mètres. La vitesse de courants tidaux est estimée à travers la taille des corps sédimentaires, le mode de classement du matériel détritique et la bathymétrie. Elle varie de 30 cm/s pour les courants les plus faibles (jusant dominés) à plus de 100 cm/s pour les courants les plus forts (flot dominés).

3) Pétrographie.- La texture de ces biofaciès est influencée par des processus biologiques, physiques et diagénétiques. Les assemblages de faciès à stratifications obliques correspondent généralement à des grainstones qui présentent une texture liée à la dynamique des courants de marée. On a également des faciès de packstones et de calcarénites dans les intervalles dominés tidal. Bien que l'influence de la diagenèse soit importante, elle ne concourt qu'à modifier et à accentuer la texture imprimée durant les phases de dépôt.

Les carbonates clastiques de la formation de Vénaque semblent avoir été produits *in situ*, car il y a une bonne correspondance entre les environnements de dépôt interprétés par la paléoécologie d'une part, et par le litage et les structures physiques d'autre part. Cela suggère que les zones spécifiques de production et de dépôt peuvent avoir été les mêmes, même

pendant les périodes de plus haute énergie hydrodynamique.

4) Potentiel réservoir.- L'étude détaillée de quelques corps tidaux d'échelle réservoir montre une répartition inégale dans l'espace des principaux faciès, avec notamment une zonation tranchée entre les niveaux du litage principal (master bedding) et des niveaux mous (bottom sets). Ces hétérogénéités ont une importance en terme de cimentation différentielle et donc de porosité, qui peut varier de 1 à 20 %.

Le grain grossier, les fabriques ouvertes, et les cimentations marines précoces dans les assemblages de faciès des grainstones constituant le cœur des grandes dunes tidales confèrent à ces dernières un bon potentiel réservoir. Les variations de texture au sein des complexes tidaux permettent d'identifier des unités réservoirs de 1 à 3 m d'épaisseur et de 50 à 150 m d'extension latérale, avec une porosité et une perméabilité maximales.

5) Diagenèse.- L'étude diagénétique (cathodoluminescence) des carbonates de Vénasque permet de comptabiliser quatre

phases de cimentation : une cimentation phréatique marine précoce, deux cimentations phréatiques météoriques, une cimentation phréatique et différentes phases de dissolution créant une porosité secondaire importante. Il y a un nombre croissant de ces phases diagénétiques vers le haut de l'ensemble d'une séquence. Cette méthode de l'analyse de ciments permet de déterminer les variations du niveau de base (marin) et de caler les séquences à haute fréquence (3^{ème} ordre et plus).

Le conditionnement géométrique des dépôts entre les murs d'une vallée sous-marine fait des vallées du Miocène rhodanien un modèle de réservoir intéressant. Les données de cette étude devraient permettre de construire ou de compléter un tel modèle généralisable par la suite à d'autres systèmes carbonatés d'eaux froides. Il faut maintenant comprendre comment les hétérogénéités identifiées se distribuent dans l'espace 3D (grain, orientation...) afin d'envisager une modélisation des écoulements de fluides à l'intérieur du réservoir.

- TABLE DES MATIERES -

- RESUME –	II
- ABSTRACT –	III
- SOMMAIRE -	IV
1 INTRODUCTION	5
1.1 PROBLEMATIQUE	5
1.2 CHANTIER ETUDIE	5
1.3 TRAVAIL REALISE	5
2 REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	7
2.1 SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE DES CARBONATES D’EAUX FROIDES	7
2.1.1 <i>Pétrographie</i>	7
2.1.1.1 Grains	7
2.1.1.2 Matrices et ciments	12
2.1.1.3 Nomenclature pétrographique	13
2.1.2 <i>Biofaciès</i>	13
2.1.2.1 Associations hétérozoaires	13
2.1.2.2 Contrôles majeurs de la productivité	15
2.1.2.2.1 Température et salinité	15
2.1.2.2.2 Profondeur de la zone photique et hydrodynamisme	16
2.1.2.2.3 Nutriments	17
2.1.2.3 Synthèse : facteurs déterminant les associations hétérozoaires	19
2.1.3 <i>Architecture sédimentaire</i>	22
2.1.3.1 Modèles de faciès	22
2.1.3.2 Description des architectures	23
2.1.4 <i>Diagenèse</i>	23
2.1.4.1 Diagenèse précoce et environnements diagénétiques	23
2.1.4.1.1 Milieu infratidal	24
2.1.4.1.2 Milieux inter- et supratidal	24
2.1.4.1.3 Milieu continental	25
2.1.4.2 Les applications	25
2.2 STRATIGRAPHIE DU BASSIN MOLASSIQUE RHODANO PROVENÇAL	26
2.2.1 <i>Historique des travaux</i>	26
2.2.2 <i>Découpage séquentiel et paléogéographie</i>	28
2.2.3 <i>Litho-biostratigraphie des cortèges bioclastiques</i>	29
2.2.3.1 A l’échelle du BMRP	29
2.2.3.2 Intervalle étudié dans la thèse	31
2.2.4 <i>Remplissages de vallées incisées</i>	31
2.2.4.1 Schéma général pour le Burdigalien inférieur	31
2.2.4.2 Modèle de la vallée de Vénasque	32
2.2.4.3 Comparaison avec le modèle de Zaitlin	34
2.3 METHODOLOGIE DES TRAVAUX	35
3 LES CARBONATES DE LA VALLEE DE VENASQUE	36

3.1	SEQUENCES DE DEPOT	36
3.1.1	<i>La séquence S1 a (Burdigalien Inférieur)</i>	41
3.1.2	<i>La séquence S1 b et c (Burdigalien supérieur)</i>	42
3.1.3	<i>La séquence S2 (Burdigalien terminal - Langhien)</i>	42
3.1.4	<i>Caractéristiques importantes de S1 et S2</i>	43
3.1.4.1	Confinement morphologique et cortèges de dépôt.....	43
3.1.4.2	Corps bioclastiques	44
3.2	MACROFACIES	44
3.2.1	<i>Introduction</i>	44
3.2.2	<i>Conglomérat de base</i>	46
3.2.3	<i>Grainstone Rhodalgai</i>	46
3.2.4	<i>Grainstone Bryonoderm</i>	47
3.2.5	<i>Packstone Molechfor</i>	47
3.2.6	<i>Wackestone Molechfor</i>	47
3.2.7	<i>Mudstone à Foraminifères planctoniques</i>	47
3.3	CORPS SEDIMENTAIRES	50
3.3.1	<i>Litages</i>	50
3.3.2	<i>Stratifications obliques</i>	50
3.3.3	<i>Incidence de ces architectures</i>	52
3.4	ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE	54
3.4.1	<i>Localisation des panoramas et des affleurements</i>	54
3.4.1.1	Partie septentrionale de la Vallée de Vénasque – Jouvenal – Espuys (S1 b/c)	56
3.4.1.2	Branche orientale de la Vallée de Vénasque – Payan – Fonsargoule (S1 b/c)	66
3.4.1.3	Synthèse des panoramas des vallées de Vénasque - Payan	67
3.4.2	<i>Localisation des principaux logs illustrant ces panoramas</i>	68
3.4.3	<i>Composition pétrographique</i>	72
3.4.4	<i>Architecture de la séquence S1 (a, b et c) dans la vallée de Vénasque</i>	72
3.4.4.1	Molasse de la Crémade (S1a)	72
3.4.4.2	Molasse de Saumane (S1b et S1c) en position aval de la vallée de Vénasque	72
3.4.4.3	Molasse de Saumane (S1b et S1c) en position amont de la vallée de Vénasque	75
3.4.4.3.1	Flanc ouest de la vallée	75
3.4.4.3.2	Flanc Est de la vallée de Vénasque (les Espuys – P20)	79
3.4.4.4	Molasse de Saumane (S1b et S1c) dans les vallées transversales tributaires (Fonsargoule – Payan).....	79
3.4.4.5	Transition TST S1c et TST S2	81
3.4.5	<i>Architecture de la Séquence S2 en carrière de la molasse de Saint Gens</i>	83
3.4.6	<i>Allo- ou autocycles ?</i>	87
3.5	MICROFACIES	87
3.5.1	<i>Composition par site</i>	87
3.5.1.1	Composition sur le site de Payan	88
3.5.1.2	Composition sur le site de Saint Siffrein	90
3.5.1.3	Composition sur le site de Vénasque - Jouvenal	92
3.5.1.4	Relations entre faciès et architectures.....	96
3.5.2	<i>Analyse quantitative des grains de quartz</i>	97
3.6	PALEOCOURANTS, PALEOBATHYMETRIE	101

3.6.1	<i>Vitesse du courant</i>	101
3.6.2	<i>Bathymétrie</i>	102
3.7	DIAGENÈSE	103
3.7.1	<i>Cimentation polyphasée</i>	103
3.7.2	<i>Relation ciments-stratigraphie</i>	104
4	EXPORTATION DU MODELE DANS UNE AUTRE PARTIE DU BMRP ...	108
4.1	INTRODUCTION	108
4.2	DONNEES SUR LE MIOCENE DE MARTIGUES	109
4.2.1	<i>Séquences et géométrie des cortèges de dépôts</i>	109
4.2.1.1	Séquences S1 - S2 - les Cabanes	110
4.2.1.2	Marnes de Cap Rousset – transition S2 / S3.....	111
4.2.1.3	Carrière de Bayanne, séquences S3 à S7	112
4.2.2	<i>Facies des séquences S1 - S7</i>	115
4.2.3	<i>Composition Bioclastique et détermination des faciès</i>	117
4.2.4	<i>Les apports détritiques et l'hydrodynamique</i>	123
4.2.5	<i>Synthèse</i>	123
4.3	DISCUSSION	126
4.3.1	<i>Comparaison Vénasque - Martigues</i>	126
4.3.2	<i>Paléoenvironnements et biofaciès</i>	126
4.3.3	<i>Biofaciès et stratigraphie séquentielle</i>	127
4.3.4	<i>Les processus diagénétiques</i>	127
5	CONCLUSION	128
	- TABLE DES MATIERES –	130
	- BIBLIOGRAPHIE -	133

- BIBLIOGRAPHIE -

- Aguilar J.P., Clauzon G., de Goër de Herve A., Maluski H., Michaux J. & Welcomme J.L. (1996) - The MN3 fossil mammal-bearing locality of Beaulieu (France): biochronology, radiometric dating, and lower age limit of the early Neogene renewal of the mammalian fauna in Europe, *Newsl. Stratigr.*, v. 34, p. 177-191.
- Allen J.R.L. (1980) - Sand waves: a model of origin and internal structure, *Sediment. Geol.*, Elsevier publ., Amsterdam, vol. 24, n° 4, p. 281-328.
- Allen J.R.L. (1984) - Principles of physical sedimentology, G. Allen & Unwin ed., 272 p.
- Amieux P. (1982) - La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 4, v.1, p. 281-307
- Amini Z.Z., Adabi M.H., Burrett C.F. & Quilty P.G. (2004) - Bryozoan distributions and growth-form associations as a tool in environmental interpretation, Tasmania, Australia, *Sedimentary Geology*, v. 167, p. 1-15.
- Anastas A.S., James N.P., Nelson C.S. & Dalrymple R.W. (1998) - Deposition and textural evolution of cool-water limestones : Outcrop analog for reservoir potential in cross-bedded calcitic reservoirs, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 82, p. 160-179.
- Anastas A.S., Dalrymple R.W., James N.P. & Nelson C.S. (1997) - Cross-stratified calcarenites from New-Zealand: subaqueous dunes in a cool-water, Oligo-Miocene seaway, *Sedimentology*, v. 44, p. 869-891.
- Anastas A.S. Anastas, Dalrymple R.W., James N.P. & Nelson C.S. (2006) - Lithofacies and dynamics of a cool-water carbonate seaway: mid-Tertiary, Te Kuiti Group, New Zealand, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 255, p. 245-268.
- Anglada R. & Colomb E. (1970) - *Mém. DEA Université Marseille. Le Miocène de la Nerthe*, p. 27.
- Anglada R., Gourinard Y., Lesueur J.L. & Rubino J.L., (1988) – Les séquences de dépôts du Burdigalien et du Langhien de Basse Provence, *Liv. excur., coll. « Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôt »*, Marseille, Assoc. Sédim. Fr. org.
- Ashley G.M. (1990) - Classification of large - scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem, *J. sediment. Petrol.*, v. 60, p. 160 - 172.
- Bartek L.R., Vail P.R., Anderson J.B., Emmet P.A. & Wu S. (1991) - Effects of Cenozoic Ice Sheet Fluctuations in Antarctica on the Stratigraphic Signature of the Neogene, *J. Geophys. Res.*, v. 96, p. 6753-6778.
- Beauchamp B. (1994) - Permian climatic cooling in the Canadian Arctic, *Special Paper- Geological Society of America*, v. 288, p. 229-245.
- Berné S. (1991) - Architecture et dynamique des dunes tidales: exemples de la marge atlantique française, *Thèse Doct. géol., Univ. Lille*, 295 p.
- Berné S., Durand J. & Weber O. (1991) - Architecture of modern subtidal dunes (sand waves), Bay of Bourgneuf, France, in A. D. Miall and N. Tyler, eds., *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, SEPM, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v. 3, p. 245-260.

- Besson D. & Parize O. (2000) - Influence de la faille de la Durance sur la répartition spatiale et temporelle des dépôts du Miocène inférieur et moyen, Rapp. E.N.S.M.P., 55 p. + annexes.
- Besson D. (2001) - Stratigraphie isotopique Sr dans les séries miocènes du bassin d'avant-pays alpin du Sud-Est de la France : intérêt et limitation de la méthode, Rapp. E.N.S. Mines de Paris, 55 p. + annexes.
- Besson D. (2002) - La paléovallée à remplissage burdigalien de Lourmarin - Buoux – Courennes : implications stratigraphiques et paléogéographiques (Bassin d'Apt, SE de la France), Journée des Doctorants de l'Ecole Doctorale "Géosciences et Ressources Naturelles", E.N.S. Mines de Paris, Livre des Résumés, p. 27.
- Besson D., Parize O. & Rubino J.L. (2002a) - 3D representation of incised-valleys systems in foreland basin: the key to understand tectonics and eustatics interactions on depositional sequence (Western Alps, France), SEPM, Res. Conf., Incised Valleys Images and processes, Casper, Wyoming, USA.
- Besson D., Parize O., Rubino J.L., Clauzon G., Dalrymple R.W., James N. & Reynaud J.Y., (2003b) - Les systèmes de vallées incisées (IVS) du Miocène en relation avec l'évolution du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France, 9^e Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 54-55.
- Besson D., Parize O., Rubino J.L. (2003) - Miocene Incised-Valleys System (IVS) related to Western Alps foreland basin evolution (Southeast France Basin), Am. Assoc. Pet. Geol., Annual Meet., Salt Lake City, p. A14.
- Besson D. (2005) - Architecture du bassin rhodano - provençal miocène (Alpes, SE France), relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant pays, Thèse Doct. Géol., Ecole des Mines de Paris, 369 p.
- Boggs S., Jr. (2001) - Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 3rd Edition, Prentice-Hall, 726p.
- Boggs S., Jr. (2006) - Principles of Sedimentology and Stratigraphy: Upper Saddle River, New Jersey, Pearson Prentice Hall, 662 p.
- Boulvain F. (2008) - Significance of facies, diagenesis and sea-level history, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 269, 189-204
- Brandano M. (2001) - Risposta fisica delle aree di piattaforma carbonatica agli eventi piu' significativi del Miocene nell' Appennino centrale, PhD Thesis, University of Rome 'La Sapienza', 180 p.
- Carannante G. & Simone L. (1988) - Foramol carbonate shelves as depositional site and source area: recent and ancient examples from the Mediterranean region, Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., v. 72, p. 993-994.
- Carannante G., Cherchi A. & Simone L. (1995) -. Chlorozoan versus Foramol lithofacies in Upper Cretaceous rudist limestones. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 119, p. 137-154.
- Caston V. N. D. (1972) - Linear sand banks in the southern North Sea, Sedimentology, v. 18, p. 63.
- Caston V.N. & Stride A.H. (1970) - Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk, Mar. Geol., v. 9, p. 38-42.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1984) - *Koskinobullina socialis* Cherchi & Schroeder, 1979: a colonial microfossil incertae sedis (algae?) from the Jurassic - Cretaceous of the mediterranean region, Boll. Soc. Paleont. Ital., Modena, v. 23, T. 2, p. 361 - 374.

- Clauzon G., Aguilar J.P. & Michaux J. (1987) - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute-Provence, France), Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques, C.R. Acad. Sci. Paris, ser. D 305, p. 133-137.
- Clauzon G., Aguilar J.P. & Michaux J. (1989) - Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français, Bull. Soc. géol. Fr., v. 5, p. 361-372.
- Clauzon G. (1996) - Limites de séquences et évolutions géodynamiques, Géomorphologie, v. 1, p. 3-22.
- Combaluzier C. (1932) - Le Miocène de la Basse-Provence, Bull. Serv. Carte géol. Fr., v. 35, p. 1-170.
- Crumeysrolle Ph., Rubino J.L. & Clauzon G. (1991) - Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle, in D.I.M. Macdonald ed., « Sedimentation, Tectonics and Eustasy, Sea level changes at active margins », Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ., n° 12, p. 373-390.
- Cuffey R.J. (1969) - Bryozoa versus Ectoprocta - the necessity for precision, Systematic Zoology, v. 18, p. 250-251.
- Dalrymple R.W. (1984) - Morphology and internal structure of sandwave in the Bay of Fundy, Sedimentology, v. 31, n° 3, p. 365-382.
- Dalrymple R.W., Boyd R. & Zaitlin B.A., eds., (1994) - Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences, Soc. Sediment. Geol. (SEPM) Spec. Publ, 51, 391p.
- Dalrymple R.W. & Zaitlin, B.A. (1994) - High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, the Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada, Sedimentology, v. 41, p. 1069-1091.
- Dalrymple R.W. & Rhodes R.N. (1995) - Estuarine dunes and bars, in Geomorphology and sedimentology of estuaries (Ed G.M.E. Perillo), Developments in sedimentology, v. 53, p. 359-422, Elsevier.
- Dalrymple R.W., Besson D., Parize O., James N. & Rubino J.L. (2004) - Scheldt-like, Incised-valley Estuarine Deposit in the Miocene of SE France: Tidalites-2004, Inter. Conf. on Tidal Sedimentology, 4 p.
- Dalrymple R. W. (2006) - Incised valleys in time and space-An introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling; in, Incised Valleys in Time and Space, R. W. Dalrymple, D. A. Leckie, and R. W. Tillman, eds., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v.85, p. 5-12.
- De Lapparent A.F. (1900) – Traité de géologie - Masson 1900, 4^{ème} édition, 3 v., XVI + Tome I : 139 fig., Tome II : 420 fig., Tome III : 431 fig.
- Demarcq G. (1959). - Essai stratigraphique sur le Miocène des bassins de Carpentras, d'Avignon et de Camargue, Ann. Hebert et Haug, Trav. lab. géol. Fac. Sci. Univ. Paris, T. 9, p. 91-104.
- Demarcq G. (1984) - Paléogéographie du Miocène, in « Demarcq G., Perriaux J., (coord.), Néogène in Debrand-Passard S., Synthèse géologique du Sud-Est de la France : Stratigraphie et paléogéographie, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 125 p., » p. 503 – 506.
- Depéret C. (1892) - Note sur la classification et le parallélisme du système Miocène, C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., (3), 20,13, p. 145-156.
- Depéret C. (1894) - Comptes-rendus de l'excursion du jeudi 23 août dans la vallée de Saint-Ferréol, près Bollène & du vendredi 24 août, à Barri, St-Paul-Trois-Châteaux et la Garde-

- Adhémar & du samedi 25 août, à Visan, in Réunion. extraord. Soc. géol. Fr. "les régions de Lyon et de Bollène", Bull. Soc. Geol. Fr., ser. 3, t. 22, p. 668-682.
- Dexcoté Y. (2001) - Architecture et évolution des faciès des séquences de dépôts du Miocène de basse Provence, D.E.A. E.N.S. des Mines de Paris, UPMC, ENSPM, Rapp. TOTAL, 45 p.
- Dunham R.J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture, Classification of carbonate rocks, Mem. Am. Ass. Petrol. Geologists, v. 1, p. 108- 121.
- Fénies H. (1995) - Tidal sédimentation, a quick look, 15 p.
- Feniès H. & Faugères J.C. (1998) - Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France), Mar. Geol., v. 150, p. 131-148.
- Flemming B. (1992) - Bed phases in bioclastic sands exposed to unsteady non-equilibrated flows: an experimental flume study, Cont. Shelf Res., v. 22, p. 95-108.
- Folk R.L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 1-38.
- Friedman, G. M. (1964) - Early diagenesis and lithification in carbonate sediments, J. Sed. Petrol., v. 34, p. 777-813.
- Gignoux M. (1960) - Géologie stratigraphique, 5ème édition, Masson éd., 759 p.
- Grace, R.V. (1983) - Tawharanui marine monitoring programme, Report on progress, Unpublished report prepared for the Auckland Regional Authority.
- Grange K.R., Singleton R.J., Richardson J.R., Hill P.J. & Main WDeL. (1981) - Shallow rock wall biological associations of some southern fiords of New Zealand, N.Z. J. Zool., v. 8, p. 209 -227.
- Gorsline D.S. & Swift D.J.P. (1977) - Continental shelf sediment dynamics, a national overview, p. 1-134.
- Guy L. (1988) - Géométrie des corps sédimentaires de barres bioclastiques et dynamique des dépôts sous influence tidale: exemple de la série burdigalienne et langhienne de la Couronne (Martigues, Bouches-du-Rhône), Mém. DEA, Univ. Bordeaux III, Rapp. TOTAL, ref. RL 4403, 48 p.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), Science, v. 235, p. 1156-1167.
- Halfar J., Godinez-Orta L., Mutti M., Valdez-Holguin J.E., & Borges J.M. (2004) - Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: an example from the Gulf of California, Mexico, Geology, v. 32, p. 213-216.
- Hallock P. & Glenn E.C. (1986) - Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies, Palaios, v. 1, p. 55-64.
- Hallock P. & Schlager W. (1986) - Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms, Palaios, 1, p. 389-398.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C. & Vail P.R. (1998) - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, In P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, SEPM, Spec. Publ., n° 60, p. 3-13.
- Harmelin J.G. (2003) - Biodiversité des habitats cryptiques marins du parc national de Port-Cros (Méditerranée, Fr.), Assemblages de bryozoaires d'une grotte sous-marine et des faces inférieures de pierres, v.19, p.101, 116.

- Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R. & Walter R.G. (1975) - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, Soc. Econ. Pet. Geol., Tulsa, short course, n° 2, 161 p.
- Harris P.T. (1988) - Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries, *Sediment. Geol.*, v. 57, p. 273- 298.
- Hayward B. W., Grace R. V., & McCallum J. (1986) - Soft bottom macrobenthos and sediments off the Broken Islands, northern New Zealand, v. 31, p. 85–103.
- Henrich R., Hartmann M. & Reitner J. (1992) - Carbonate production and depositional patterns of bryomol-carbonates on deep shelf banks in mid and high northern latitudes, in facies belts and communities of the Arctic Vesterisbanken Seamount (Central Greenland Sea), *Facies*, v. 27, p. 71-104.
- Henrich R., Freiwald A., Betzler C., Bader B., Schäfer P., Samtleben C., Brachert T.T.C., Wehrmann A., Zankl H. & Kühlmann D.H.H. (1995a) - Controls on modern carbonate sedimentation on warm-temperate to Arctic coasts, shelves and seamounts in the Northern Hemisphere: Implications for fossil counterparts, *Facies*, v. 32, p. 71–108.
- Hjulstrøm, F., (1939) - Transportation of debris by moving water, in Trask, P.D., ed., *Recent Marine Sediments, A Symposium: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists*, p. 5-31.
- Houbolt J.J.H.C. (1968) - Recent sediments in the southern hight of the North Sea, *Geologie en Mijnbouw* 47, v.4, p.245-273.
- James N.P., Bone Y., Collins L.B. & Kyser T.K. (2001) - Surficial sediments of the Great Australian Bight: Facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf, *J. Sediment, Res.*, v. 71, p. 549-567.
- James N.P. & Bone Y. (2000) - Eocene cool-water and biosiliceous sedimentation dynamics, St Vincent Basin, South Australia, *Sedimentology*, v. 47, p. 761-786.
- James N.P. (1997) - The cool-water carbonate depositional realm, in N.P. James and J.A.D. Clarke, eds., *Cool-water carbonates, Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma, SEPM*, p. 1-20.
- James N.P. & Bone Y. (1994) - Paleoecology of cool-water subtidal cycles in mid-Cenozoic limestones, Eucla Platform, southern Australia, *Palaios*, v. 9, p. 457-476.
- Jiménez-Moreno M., Iaccarino S. & Rubino J.L. (2002) - Miocene of the Berre Lagoon area (Southern France) : Palynology and biostratigraphy, *Congrès Strati. 2002, Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, v. 156, p. 135-136.
- Kenyon N. H. (1970) - Sand ribbons of European tidal seas, *Mar. Geol.*, v. 9, 25 p.
- Kenyon N.H., & Stride A.H., (1970) - The tide-swept continental shelf sediment between the Shetland Isles and France, *Sedimentology*, v. 14, p.159-173.
- Lamarti Sefian N. & André J.P. (1998) - Une plate-forme ouverte à faciès Bryomol: le bassin Miocène supérieur de Charf El Akab (Maroc Atlantique), *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, v. 327, p. 377-383.
- Lees A. (1975) - Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation, *Mar. Geol.*, v. 19, p. 159-198.
- Lees A. & Bullers A.T. (1972) - Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted, Elsevier Publishing Company, *Mar. Geol.*, v. 13, p. 67-73
- Lesueur J.L., Rubino J.L. & Giraudmaillot M. (1990) - Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien, *Bull. Soc. geol. Fr., Paris, ser. 8, T. 6, n° 1*, p. 49-65.

- Ludbrook N.H. (1984) - Quaternary molluscs of South Australia. South Australian Department of Mines and Energy, Handbook, v. 9, p.1–327
- Marshall D.J. (1988) - Cathodoluminescence of Geological Materials. Geological Magazine, v. 128, p.404-405
- Marshall N.G. (1984) - Late Cretaceous Dinoflagellates from the Perth Basin, Western Australia, Ph.D. thesis, University of Western Australia, 297p., Unpublished],
- McCave I.N., & Langhorne D.N. (1982) - Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank, Sedimentology, v. 29, p. 95-110.
- Moissette P. (1989) - Interactions bryozoaires-sédiment dans les environnements actuels et fossiles, Géologie Méditerranéenne, Tome XVI, v. 4, p. 341-353.
- Moore C.H., (1989) - Carbonate diagenesis and porosity, Developments in Sedimentology, Elsevier, v. 46, 338 pp.
- Mutti M., & Hallock P. (2003) - Carbonate sediments along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints, International Journal of Earth Sciences, v. 98, p. 465-475.
- Nelson C.S. (1988) - An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates, Sediment. Geol., v. 60, p. 3-12.
- Nelson C.S., Harris G.J., & Young H.R. (1988) - Burial-dominated cementation in non-tropical carbonates of the Oligocene Te Kuiti Group, New Zealand, Sediment. Geol., v. 60, p. 233-250.
- Nelson C.S., Keane S.L., & Head P.S. (1988) - Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf.
- Nelson C.S. (ed.) (1988a) - Non-tropical shelf carbonates – modern and ancient Sed. Geol., v. 60, Special Issue.
- Nelson C.S. (1988b) - An introductory perspective on nontropical shelf carbonates Sed. Geol., v. 60, 3–12.
- Nelson C.S., & James N.P., (2001) - Marine cements in mid-Tertiary cool-water shelf limestones of New Zealand and southern Australia Sedimentology, v. 47, p. 609-629.
- Nelson C.S., Hancock G.E., & Kamp P.J.J. (1982) - Shelf to basin temperate skeletal carbonates sediments, Three Kings Plateau, New Zealand, Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 717-732.
- Nelson C.S., & Bornhold B.D. (1983) - Temperate skeletal carbonate sediments on Scott shelf, northwestern Vancouver Island, Canada, Marine Geology, v. 52, p. 241–266.
- Oudet J., & Bache F. (2005) - Les bassins oligo-miocènes du Golfe du Lion 71p. Excursion Croisée dans le cadre du GDR Marges chantier Golfe du Lion du 5 au 11 juillet 2005. Doc. GdR Marges, 50 pp.
- Parize O., Javaux C., & Boichard R. (1997) - Projet ARTEP, Quantification des corps réservoirs carbonatés, Volet : Étude des barres tidales miocènes de Provence, Rapp. TOTAL RL 6052, 68 p., 37 fig., 15 panoramas, 4 tabl., 5 ann.
- Parize O., Rubino J.L., Besson D., Clauzon G., Colson J., Dalrymple B., Javaux C., Laporte-Galaa C., Villain J.M., & Soudet H. (2001) - Architecture and internal organization of bioclastic sandbodies infilling incised valley fill complexes in the Miocene Carpentras - Avignon basins. Field-trip guide book international meeting « Anatomy of carbonate bodies, Marseille 2001 », Rapp. TOTAL - E.N.S. des Mines de Paris (en dépôt à la Soc. Geol. Fr.), 40 p.

- Parize O., Rubino J.L., & Besson D. (2001) - Architecture et organisation interne de corps sablo-bioclastiques en remplissage de complexes de vallées incisées dans le bassin miocène d'Avignon-Carpentras, Int. Meet. « Anatomy of carbonate bodies » field-trip guide-book, 40 p. (deposited at Ecole des Mines de Paris Library).
- Parize O., & Besson D. (2003) - Emboîtement/déboîtement de réseaux fluviaux successifs au Miocène : implications sur l'histoire géodynamique de l'Ouest européen, Journée MINANDRA 2003, Ecole des Mines de Paris/ANDRA, Livre des Résumés, p. 31-34.
- Perry C.T., & Taylor K.G. (2006) - Inhibition of dissolution within shallow water carbonate sediments: impacts of terrigenous sediment input on syn-depositional carbonate diagenesis, *Sedimentology*, v. 53, p. 495-513.
- Poignant A.F. (1976) - Le Crétacé Moyen (Albien à Coniacien) du bassin d'Aquitaine: Evénements de la partie Moyenne du Crétacé, *Uppsala '75*, v. 4, no. VII, p. 1-8.
- Pomar L. (2001a) - Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 175, p. 249-272.
- Pomar L. (2001b) - Types of carbonate platforms: a genetic approach, *Basin Res.*, v. 13, p. 313-334.
- Pomar L., & Tropeano M. (2001) - The calcarenite di Gravina Formation in Matera (southern Italy): new insights for coarse-grained, large scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, p. 661-689.
- Pomar L., Obrador A., & Westphal H. (2002) - Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, upper Miocene, Menorca, Spain, *Sedimentology*, v. 49, p. 139-169.
- Pomar L. (2004) - Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean, *Sedimentology*, v. 51, p. 627-651.
- Posamentier H.W. (2004) - Seismic Geomorphology: Imaging Elements of Depositional Systems from Shelf to Deep Basin Using 3D Seismic Data: Implications for Exploration and Development, *Geological Society, London, Memoirs*, v. 29. p. 11-24.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., & Vail P.R. (1988a) - Eustatic controls on clastic deposition. I: conceptual framework, in C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.S. Posamentier, J. van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall, eds., *Sea-level Changes: An Integrated Approach*, SEPM, Spec. Publ., v. 42, p. 110-124.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., & Vail P.R. (1988b) - Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Models - Wilgus et al. (eds.) , *Sea Level Changes : An Integrated Approach*, SEPM, Spec. Publ., v. 42, p. 125-154.
- Purser B.H. (1972) - "subdivision et interprétation des séquences carbonatées", *Mém. BRGM*, v. 77, p. 679-698.
- Razin P. (2006) - Architecture des réservoirs carbonatés sur la plate-forme Crétacée du Moyen-Orient (Oman-Iran), EGID.
- Reynaud J.Y., (1996) - Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale, Thèse Doct. Géol., Univ. Lille, 185 p.
- Reynaud J.Y., Dalrymple R., Vennin E., Parize O., Besson D., & Rubino J.L. (2006) - Topographic controls on producing and depositing tidal cool-water carbonates, Uzès basin, SE France, *J. Sed. Res.*, v. 76, p.116-129.

- Rubin D. M., & Hunter R.E. (1982) - Bedform climbing in theory and nature, *Sedimentology* v. 29, p.121-138
- Rubin D.M. (1987) - Cross - bedding, bedforms and paléocourants, *SEPM, concepts in sedimentology and paleontology*, v. 1, 187 p.
- Rubino J.L., & Lesueur J.L. (1988) - Organisation des dépôts tidaux transgressifs du Burdigalien du Sud-Est de la France, in Réu. spéc. Soc. Géol. Fr. "Dynamique de milieux tidaux, Journée Louis Dangeard", Caen, 18 juin 1988, Livre Résumés, p. 65-66.
- Rubino J.L., Lesueur J-L., Guy L., & Clauzon G. (1990). - Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien, *Stratigraphie séquentielle et sédimentologie*, Livret guide Excur. A.S.F, inédit., 67 p.
- Rubino J.L., Crumeyrolle Ph., Clauzon G., Lesueur J.L., & Guy L. (1992) - Miocene depositional sequences in the Western Alpine foreland basin, interaction between eustacy and tectonics (Digne and rhodanian subbasins, France), in "Sequence stratigraphy of european basins", CNRS & IFP org., Dijon, France, 18-20 May 1992, Abst. vol., p. 82-83.
- Rubino J.L., Lesueur J.L., Guy L., Granier B., & Clauzon G. (1994) - Les cortèges transgressifs du miocène méditerranéen: des plates-formes carbonatées du type Foramol sous contrôle tidal, *Résumés publications A.S.F*, n°21, 51p.
- Rubino J.L., Parize O., Javaux C., Laporte-Galaa C., Delhay-Prat V., Clauzon G., & Fonta (1997) - Modalités de la transgression miocène à la périphérie du bassin de Carpentras, Influence de la tectonique, Modalities of Miocene transgression at the margins of Carpentras basin, Role of tectonic, *Résumé Cong. ASF*, Montpellier, Publ. ASF, Paris, v. 27, p. 239-240.
- Schlumberger Market Analysis (2007) - Schlumberger market analysis: disponible online <http://www.slb.com> or <http://www.slb.com/content/services/solutions/reservoir/carbonates.asp>
- Scholle P.A. (1978) - A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements, and porosities, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 27, 241 p.
- Schopf T. J. M. (1969) - Palaeoecology of ectoprocts (bryozoans), *Journal of Paleontology* v. 43, p. 234-244.
- Scoffin T.P. (1988) - The environments of production and deposition of calcareous sediments on the shelf west of Scotland, *Sediment. Geol.*, v. 60, p. 137-153.
- Sellwood B.W. (1978) - Jurassic, In McKerrow WS (ed) *The ecology of fossils*, Duckworth. 204-79.
- Sikkema W., & Wojcik K.M. (2000) - 3D visualisation of turbidite systems, Lower Congo Basin, offshore Angola, in Weimar, P., Bouma, A.H., & Perkins, B.F. (eds) *Deep-Water Reservoirs of the World*, Gulf Coast Section Society of Economic Palaeontologists & Mineralogists Foundation, 20th Annual Conference of Deep-Water Reservoirs of the World Proceedings, December 3–6 Houston USA, p. 928–939.
- Sissingh W. (2001) - Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes, *Tectonophysics*, v. 333, p. 361-400.
- Smith A.M., & Nelson C.S. (2003) - Effects of early sea-floor processes on the taphonomy of temperate shelf skeletal carbonate deposits, *Earth-Science Reviews*, v. 63, p. 1-31.

- Stride A.H., Belderson R.H., Kenyon N.H., & Johnson M.A. (1982) - Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies, in A.H. Stride, ed., Offshore tidal sands, processes, and deposits, London, Chapman and Hall, p. 95-125.
- Villier L., & Navarro N. (2004) - Biodiversity dynamics and their driving factors during the cretaceous diversification of spatangoida (Echinoidea, Echinodermata). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 214, T. 3, p. 265-282 .
- Tucker M.E., & Wright V.P. (2004) - Carbonate Sedimentology, Blackwell Science Ltd, Oxford, 482 p.
- Van Gastel K. (1987) - Velocity profiles of tidal currents over sandwaves, *Netherlands Journal of Sea Research*, v. 21, T. 3, p. 159-170
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., & Rahmanian V.D. (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops, *AAPG Methods in Explor.*, ser. 7, 55 p.
- Visser M.J. (1980) - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedforms deposits: a preliminary note, *Geology*, fasc. 8, p. 543-546.
- Wheeleley J. R., Cherns L., Wright V.P. (2008) - Provenance of microcrystalline carbonate cement in limestone–marl alternations (LMA): aragonite mud or molluscs?, *Journal of the Geological Society*, 2008, v. 165, T. 1, p. 395-403
- Wilson J.L. (1975) - Carbonate facies in geological history, Springer-Verlag, Heidelberg, 471 p.
- Wood L.J. Ethridge F.G., & Schumm S.A. (1993) - The effect of rate of base level fluctuation on coastal plain, shelf, and slope depositional systems: an experimental approach, in H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen, eds., *Stratigraphy and Facies Associations in a Sequence Stratigraphic Framework*, Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ., v. 18, p. 43-53.
- Yalin M.S. (1963) - An expression for bed-load transportation, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, v. 89, T.3, p.221–250.
- Zaitlin B.A., Dalrymple R.W., & Boyd R. (1994) - The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea-level change, in R.W. Dalrymple, R. Boyd, and B.A. Zaitlin, eds., *Incised valley systems: origin and sedimentary sequences*, SEPM, Spec. Publ., v. 51, p. 45-60.

Relations architecturales, faciologiques et diagénétiques des carbonates bioclastiques du bassin miocène rhodano provençal (SE France).

Résumé : Situé dans le domaine périalpin à moyenne paléolatitudes, le Bassin Molassique Rhodano-Provençal enregistre durant le Miocène, une sédimentation bioclastique particulière. Ces séries miocènes sont caractérisées par un réseau de vallées incisées. Cette thèse se fonde sur l'analyse des séries affleurant dans les secteurs de Vénasque (Aquitaniens-Langhien) et de Martigues (Aquitaniens-Tortonien). L'objectif est d'étudier les corps bioclastiques (pétrographie, architecture sédimentaire, environnements de dépôt et diagenèse) afin de déterminer leur potentiel pétrolier.

Après la formation de vallées fluviales en bas niveau marin, les sédiments déposés sont dominés par une dynamique tidale strictement sous aquatique. Ils peuvent être séparés en deux groupes : les intervalles bioclastiques et les intervalles marneux, respectivement transgressifs et de haut niveau marin. Les corps bioclastiques présentent le meilleur potentiel réservoir mais sont caractérisés par une forte hétérogénéité interne. Cette hétérogénéité résulte d'une combinaison de facteurs hydrodynamiques, écologiques et diagénétiques associés aux cycles tectono-eustatiques.

L'établissement d'un schéma séquentiel précis en relation avec la diagenèse permet de caractériser le potentiel des réservoirs bioclastiques confinés dans des vallées sous-marines. Les dépôts du Miocène rhodanien constituent un analogue terrain exceptionnel pour la compréhension des réservoirs actuellement impliqués dans des systèmes pétroliers.

Mots-clés : Carbonates bioclastiques, vallée incisée, tidal, stratigraphie séquentielle, architecture sédimentaire, faciès, diagenèse, paléoenvironnement, sédimentologie, analogue réservoir, Miocène, bassin d'avant-pays, Rhodano-Provençal, France, Méditerranée.

Architectural, facilogic and diagenetic relationships of the bioclastic carbonates of the Miocene of the Rhone-Provence Molassic Basin (SE France)

Abstract : During the Miocene, the Rhone-Provence Molassic Basin is situated at mid paleolatitudes. This alpine foreland basin records an outstanding bioclastic sedimentary system, infilling incised valleys. The study of the Vénasque (Aquitaniens-Langhien) and the Martigues (Aquitaniens-Tortonien) outcrops constitute the core of this PhD. The objective is to study the bioclastic sedimentary system (petrography, sedimentary architecture, depositional setting and diagenesis) and determine its reservoir potential.

After the formation of fluvial valleys during eustatic falls, the sediments are deposited in a strictly submarine tidal-dominated setting. These deposits alternate bioclastic carbonates and mudstones intervals. They represent transgressive intervals and highstand system tracts respectively. The bioclastic parts have the best reservoir potential but are characterised by a strong internal heterogeneity. This heterogeneity results from a combination of hydrodynamic, ecological and diagenetic settings which are associated with the tectono-eustatic cycles.

The construction of a precise sequential scheme including the diagenesis evolution allows characterizing the potential of the bioclastic reservoirs confined in submarine valleys. The deposits of Rhone-Provence Miocene constitute an exceptional outcrop analogue for the understanding of such reservoirs currently implied in petroleum systems.

Keywords : Bioclastic carbonates, incised valley, tidal deposits, sequence stratigraphy, sedimentary architecture, facies, diagenesis, palaeoenvironments, sedimentology, reservoir analogue, Miocene, foreland basin, Rhone-Provence, France, Mediterranean Basin.